

Lucio Lirer

Il Vulcanismo Esplosivo

con contributi di Franco Barberi, Maria Luisa Carapezza,
Daniela De Gregorio e Giulio Zuccaro



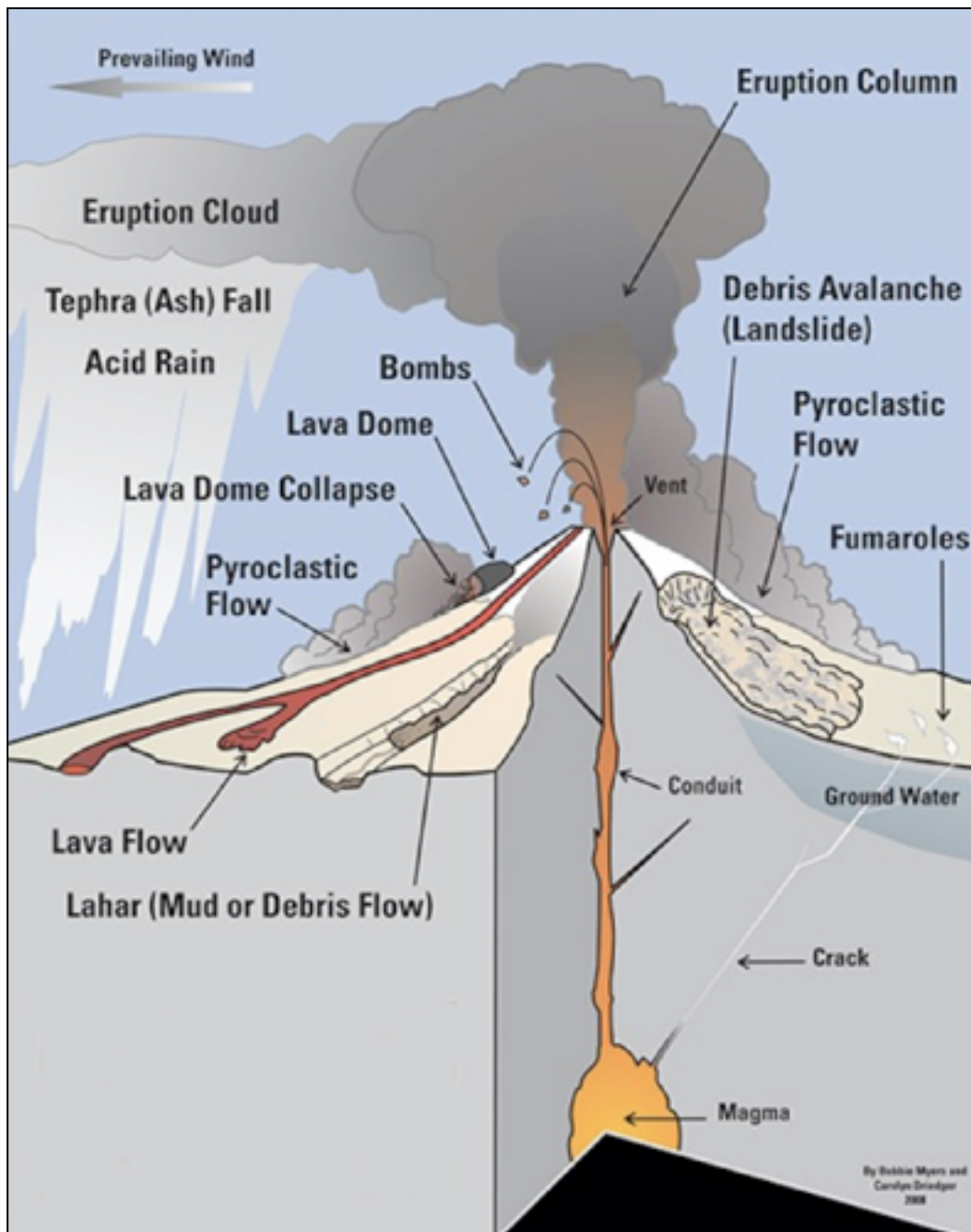
L'isola Ferdinandea: eruzione del 1831 nel mar di Sicilia

Gouache di Adriana Pignatelli Mangoni (2005)



Consiglio Nazionale delle Ricerche

ISBN 979-12-200-1041-2



La struttura e le manifestazioni di un vulcano attivo (da USGS)

Presentazione

Nell'introduzione a questo libro l'autore dichiara esplicitamente che si tratta di un testo rivolto agli studenti di Scienze Geologiche, ed in particolare a quella parte di essi che vive in aree caratterizzate da vulcanismo attivo, delle quali è opportuno conoscere Pericolosità, Vulnerabilità e Rischio.

Io penso che l'autore sottovaluti la platea dei potenziale lettori. Essa, infatti, include certamente i geologi non vulcanologi che si aprono con curiosità verso tutti i fenomeni naturali. Ad essi viene offerta l'occasione di allargare lo spettro delle conoscenze attraverso un testo piano e scorrevole che tratta il vulcanismo esplosivo in tutti i suoi aspetti, ivi incluso il rischio al quale è necessariamente sottoposta una popolazione che vive all'ombra di un vulcano attivo.

La lettura del libro è sempre gradevole perché la visione geologica generale non è mai soffocata dal particolare specialistico. Ciò è reso possibile dal fatto che l'autore prima ancora di essere un vulcanologo è un geologo di grande esperienza, ben calato nel contesto regionale quale che sia l'ambiente geodinamico che lo caratterizza.

La lettura del libro diventa poi avvincente nelle pagine dedicate alle eruzioni storiche e preistoriche da ricordare. Molto interessante, infine, anche se un po' più impegnativo per il lettore, è il capitolo dedicato alla vulcanologia sperimentale dove attraverso simulazioni in laboratorio si tenta di definire i principali parametri che caratterizzano il fenomeno naturale.

In alcune parti del suo libro Lucio Lirer si avvale della collaborazione di altri autori. Franco Barberi e Maria Luisa Carapezza intervengono su alcuni aspetti della vulcanologia nell'esplorazione geotermica e in un'altra parte del libro descrivono vividamente i primi tentativi di controllo delle colate laviche dell'Etna da parte dell'uomo, controllo mirato alla riduzione dei danni. Giulio Zuccaro e Daniela De Gregorio dedicano un intero capitolo alla presentazione di nuove metodologie di valutazione dell'impatto di eruzioni vulcaniche nell'area vesuviana e nei Campi Flegrei ai fini della pianificazione del territorio e della gestione dell'emergenza. Queste parti scritte da altre mani si integrano perfettamente con il corpo del libro, aumentandone oggettivamente il valore.

Esiste, infine, una parte del libro che in effetti è dedicata esclusivamente agli studenti di Scienze Geologiche che intendono applicarsi allo studio al vulcanismo esplosivo, magari spinti in questa scelta dal fatto di vivere in aree vulcaniche attive. Si tratta della parte relativa al rilevamento in aree vulcaniche, nella quale vengono forniti gli strumenti di base per procedere correttamente alla produzione di una carta geologica.

Dopo essere stato istruito su tutti gli strumenti necessari in campagna - ivi inclusi martello, metro e raschietto- lo studente viene guidato nelle diverse fasi operative attraverso una sorta di scheda che definisce tutte le osservazioni da compiere e il tipo di descrizione da restituire, stabilendo così uno standard di qualità.

E' la pluridecennale esperienza del vecchio vulcanologo che permette di sintetizzare in poche pagine una guida preziosa per il giovane apprendista. Spero vivamente che le prossime generazioni di studenti traggano da questo libro tutti i benefici che esso può dare e soprattutto mi auguro che queste pagine contribuiscano a fare scaturire quella scintilla di curiosità scientifica che sempre accompagna l'attività del geologo e che si ravviva giorno dopo giorno, anno dopo anno soprattutto con il lavoro di campagna.

Paolo Scandone*

*Già Prof. Ordinario di Geologia Strutturale presso l'Università di Pisa,
Socio della Società Geologica Italiana, Socio corrispondente dell'Accademia dei Lincei.

Prefazione

*Ritengo che sia indispensabile e corretto iniziare questa trattazione sul Vulcanismo Esplosivo partendo dai contenuti di alcune pagine presenti nel più vecchio Testo di Vulcanologia, testo che fu scritto venti secoli fa. Queste pagine sono rappresentate dalle due lettere¹, scritte da Plinio il Giovane tra il 106 ed il 107 d.C., e inviate allo storico Tacito che richiedeva, per le sue *Historiae*, dettagliate informazioni sull'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. Nessuna delle due lettere indica l'anno dell'eruzione; solo per la prima Plinio il Giovane dà indicazione del giorno e dell'ora: il nono giorno prima delle calende di settembre (24 agosto), verso l'ora settima (ore 13.00). Diligentemente Plinio il Giovane, nipote del grande naturalista Plinio il Vecchio, nello scrivere le due lettere fece riferimento agli appunti che lo zio aveva preso lungo il suo viaggio da Miseno (Campi Flegrei) verso il Vesuvio mentre l'eruzione era in atto.*

La lettura di queste due lettere dice che Plinio il Vecchio descrisse con molta precisione l'evento eruttivo mentre Plinio il Giovane narra dei conseguenti aspetti catastrofici che cambiarono la geografia dei luoghi e la vita socio-economica degli abitanti.

Alcuni frammenti delle due lettere

la notte del 24 agosto

“.....Precedentemente, per la durata di molti giorni, la terra aveva tremato senza però che ci spaventassimo troppo, perché i terremoti sono un fenomeno consueto in Campania. Ma quella notte, la terra tremò con particolare violenza e si ebbe l'impressione che ogni cosa veniva non scossa, ma rivolta sottosopra.” (attività sismica preruttiva).

24 agosto ore 13: Plinio il Vecchio si trova a Miseno, osserva il fenomeno e decide di partire con la nave

“.....Era a Miseno e, presente, governava la flotta. Il 24 agosto era trascorsa appena un'ora dopo mezzogiorno e mia madre gli mostra una nuvola che allora allora appariva, mai prima vista per grandezza e per figura.”



Da Miseno si osserva la colonna eruttiva del Vesuvio



La caduta delle pomici a Pompei

¹ Gli stralci delle lettere sono virgolettati. La loro traduzione è di Marcello Gigante - Le Lettere di Plinio il Giovane sull'eruzione vesuviana dell'anno 79 - Associazione Napoletana per i Monumenti e il Paesaggio - 1980.

Bisogna altresì citare, fra i documenti che descrivono questa eruzione, lo scrittore greco Xiphilino, che nella seconda metà del secolo XI, nella sua sintesi della storia romana di Dione Cassio (LXVI 22,2-3), fornisce una chiara descrizione della prima fase dell'eruzione che, secondo l'autore, inizia con "...improvvisi terremoti scossero la terra, cosicché l'intera pianura ne fu sconvolta e la sommità del monte saltò in aria producendo boati, getti di grandi pietre, seguite da torrenti di fumo e di fiamme." ...

Plinio il Vecchio, nell'avvicinarsi al Vesuvio, osserva e descrive la colonna eruttiva mentre cadevano sull'imbarcazione frammenti di pomici; il nocchiero invano invitava a tornare indietro!

“.....La nube si levava, non sapevamo con certezza da quale monte, poiché guardavamo da lontano; solo più tardi si ebbe la cognizione che il monte fu il Vesuvio. La sua forma era simile ad un pino più che a qualsiasi altro albero.....Come da un tronco enorme la nube sveltò nel cielo alto e si dilatava e quasi metteva rami. Credo, perché prima un vigoroso soffio d'aria, intatto, la spinse in su, poi, sminuito, l'abbandonò a se stessa o, anche perché il suo peso la vinse, la nube si estenuava in un ampio ombrello: a tratti riluceva d'immolato biancore, a tratti appariva sporca, screziata di macchie secondo il prevalere della cenere o della terra che aveva sollevato con se.....”.(fase iniziale dell'eruzione: la caduta delle pomici a Pompei)

25-26 agosto: la notte era solcata da bagliori di luce; gli abitanti vanno sulla spiaggia, il mare è impraticabile. Plinio il Vecchio, asmatico e stanco, va a riposarsi sulla spiaggia e addormentandosi...muore

“.....Già altrove era giorno, lì era notte: una notte più nera e più fitta di tutte le notti. Tuttavia la rischiaravano molte bocche di fuoco e varie luci. Dalla parte orientale, un nembo nero e orrendo, squarciato da guizzi e balenanti di vapore infuocato, si apriva in lunghe figure di fiamme; queste fiamme erano simili a folgori, anzi maggiori delle folgori. Non molto tempo dopo, quel nembo discende sulle terre, copre la distesa del mare. Avvolse Capri e la nascose, sottrasse al nostro sguardo il promontorio di Miseno.”
(fase della diffusione delle correnti piroclastiche ad Ercolano)



Flussi piroclastici ad Ercolano



Il cadavere di Plinio il Vecchio rinvenuto esanime sulla spiaggia

... mentre alcuni abitanti di Pompei, accompagnati da militari, tentano il ritorno verso le proprie abitazioni, camminando su tre metri di pomici all'altezza dei tetti, il vulcano compie il suo ultimo atto: una improvvisa nube piroclastica calda e tossica si distribuisce intorno al vulcano devastando case, cose e uccidendo alcuni incauti abitanti presenti nell'area.



25 agosto del 79 d.C.: fase finale dell'eruzione



*Scavi archeologici di Pompei - Porta Nocera
L'assurdo ritorno dei Pompeiani verso le abitazioni*

Ho ritenuto opportuno riportare i tratti essenziali di queste lettere, relative all'eruzione del 79 d.C., in quanto dall'evento si possono trarre utili indicazioni mirate a migliorare oggi il grado di conoscenza di questo fenomeno naturale nelle popolazioni che vivono attualmente nelle aree di vulcanismo attivo in Italia:

- *I Romani, a differenza dei Greci, pur avendo organizzato per molti secoli una vita socialmente evoluta sia nei Campi Flegrei che al Vesuvio, non conoscevano il fenomeno vulcanico! Da queste due aree, vulcanicamente attive, traevano per la loro esistenza i benefici termali ma non si chiedevano da dove venisse questa enorme risorsa naturale. Lo stesso Plinio il Vecchio, grande naturalista, non conosceva il concetto di Pericolosità vulcanica, altrimenti non si sarebbe incamminato incautamente verso il Vesuvio con l'eruzione in atto. Questa non conoscenza determinò, in una popolazione capace anche di grandi opere ambientali, l'assenza di qualunque forma di sorveglianza/osservazioni, ad esempio, sulle fumarole, sicuramente presenti a quei tempi nelle due aree, sulle deformazioni dei terreni come anche sulla sismicità come condizione preeruttiva, ritenuta questa invece legata alla simicità della Catena Appenninica.*
- *Oggi queste due aree di vulcanismo attivo sono costantemente sorvegliate (H 24) sia dal punto di vista geofisico che geochimico attraverso una organizzazione centrale (INGV) e locale (Osservatorio Vesuviano- sezione INGV) che provvede a raccogliere e diffondere i dati sia ai comuni interessati sia alla Protezione Civile che aggiorna costantemente i Piani di Evacuazione predisposti per la salvaguardia delle popolazioni esposte. Pertanto oggi, se ci fosse una risposta dell'attività, questa non troverebbe impreparate le istituzioni centrali e locali preposte.*
- *Con tutta questa organizzazione è necessario ancora migliorare il quadro conoscitivo. Per raggiungere questo obiettivo sarà necessario entrare maggiormente nelle scuole di ogni ordine e grado al fine di educare gli studenti attraverso l'adozione di progetti didattici stabili che il Ministero preposto deve assolutamente inserire nei programmi scolastici. Solo così potranno entrare stabilmente nel DNA delle future generazioni i concetti di Pericolosità, Rischio, Vulnerabilità.*

Queste considerazioni servono a far comprendere che le Pericolosità Ambientali si possono e si devono fronteggiare con la conoscenza e con la consapevolezza che TUTTI NOI siamo la Protezione Civile la quale potrà svolgere sempre più efficacemente la propria azione se aiutata da cittadini consapevoli e liberi dalla paura che è soltanto figlia dell'ignoranza.

Lucio Lirer

Indice

Presentazione	3
Prefazione	4
Introduzione	8
L'eruzione: prima, durante, dopo.	10
I prodotti del vulcanismo esplosivo.....	17
Classificazione delle eruzioni esplosive.	18
Attività esplosiva da interazione acqua/magma.....	22
Esplosioni freatomagmatiche e freatiche: meccanismi, pericolosità e impiego nell'esplorazione geotermica (F.Barberi e M.L.Carapezza).	25
Struttura, litologia, distribuzione dei prodotti piroclastici da caduta.	32
Caratteri strutturali dei depositi da Pyroclastic Density Current	36
Evento Lateral Blast: il vulcano St.Helens.....	41
Eventi Lahar: Debris flow, Hyperconcentrated flood flow, Diluted flood flow.	42
La Tefrostratigrafia e Tefra-Markers	46
Un vulcanologo in un'area di vulcanismo attivo: Pericolosità e Rischio.	51
Valutazioni di impatto in aree vulcaniche: Vesuvio e Campi Flegrei (G. Zuccaro e D. De Gregorio)	56
Elementi di Rilevamento in aree vulcaniche.	74
Eruzioni da ricordare	89
La Vulcanologia sperimentale.	121
Appendici 1	131
Appendice 2	133
Appendice 3	137
Appendice 4	141
Bibliografia (1955-2014).	143

Introduzione

Il contenuto di questo volume non vuole rappresentare un testo didattico per lo studio in generale della vulcanologia in quanto in esso si tratta unicamente quell'aspetto della disciplina che riguarda il vulcanismo esplosivo. In tal senso l'autore (Lirer) ritiene che questo testo possa essere utile per gli studenti di Scienze Geologiche che, vivendo nelle aree vulcaniche italiane di età quaternaria ed anche attive, possano, da laureati, svolgere attività professionali mirate alla individuazione e definizione di Pericolosità, Vulnerabilità e Rischio Vulcanico.

Trattare gli argomenti che seguono non è stato facile e forse si poteva, in alcuni casi, renderli più semplici, ma talvolta la semplicità non sempre è sinonimo di precisione; inoltre, per descrivere certi aspetti non quantitativi si è costretti ad utilizzare un linguaggio quanto più possibile "ad hoc".

L'autore (Lirer) ha svolto la propria attività di ricerca in aree vulcaniche, sia in Italia che all'estero. Le ricerche in Italia sono state da sempre concentrate nelle aree di vulcanismo attivo in cui l'attività del vulcanologo è finalizzata fondamentalmente alla definizione della Pericolosità Vulcanica supporto indispensabile per la definizione dell'area a Rischio Vulcanico, intendendo per Rischio il prodotto della Pericolosità per il Danno in termini, questo, di numero di vite umane ovvero di valore monetario dei beni a rischio nell'area vulcanica attiva.

Le ricerche svolte dall'autore in Africa Orientale (Etiopia e Somalia) e nello Yemen hanno contribuito ad assimilare i concetti di vulcanologia regionale, rappresentata dall'ampia diffusione del vulcanismo di plateau, variabile per spessore dai 1500 ai 3000 metri, fra i quali si inseriscono, nella depressione dell'Afar, catene vulcaniche inquadabili, dal punto di vista geodinamico, come "oceaniche" alcune delle quali attive e che si sviluppano per decine/centinaia di chilometri.

Nelle aree vulcaniche italiane le difficoltà che sorgono durante il rilevamento risiedono nella scarsa continuità di affioramenti, talvolta incompleti per la descrizione delle variazioni di facies piroclastiche, non disgiunta dalla fitta vegetazione ovvero urbanizzazione specialmente nelle aree di vulcanismo attivo². Il rilevamento vulcanologico richiede competenze e l'adozione di scale adatte a poter cartografare le variazioni di facies piroclastiche che, a differenza dalle assise sedimentarie, in un'area vulcanica possono essere diffuse arealmente soltanto per alcune centinaia di metri. I metodi di studio delle rocce piroclastiche sono del tutto simili a quelli che si usano per le rocce clastiche, cioè dall'analisi delle strutture e delle tessiture alla litologica fino a quella meccanica; su questi clasti inoltre le determinazioni della densità, della mineralogia e della geochimica (Elementi in tracce e Terre Rare), ottenute sulla frazione vetrosa, rappresentano parametri talvolta identificativi di un'area vulcanica sorgente.

Non esistono testi nei quali venga descritto come si debba operare nelle aree vulcaniche per le quali l'unica certezza unificante è rappresentata dall'evidenza che, nelle sequenze stratigrafiche, il termine al top rappresenta quello più relativamente recente mentre quello alla base indica il termine relativo più vecchio.

² In queste aree superare le misure di salvaguardia (reti elettrosaldate, galleria parasassi) è estremamente pericoloso in quanto il procedere furtivo in queste zone può anche identificarsi con reati perseguibili per legge; a luoghi si ottengono dalle Autorità preposte permessi limitati per tempi e porzioni di territorio che talvolta sono parzialmente sufficienti per un dettagliato rilevamento.

Quanto viene riportato in questo testo nasce dall'esperienza che è stata acquisita nel tempo attraverso una costante azione di rilevamento che rappresenta l'unica sorgente di informazione che un vulcanologo deve ricavare attraverso un attento esame dei depositi vulcanici (dalla litologia alla mineralogia, alla tessitura, etc.) la cui distribuzione, talvolta, può assumere un carattere interregionale in Italia nell'ambito dell'Olocene.

Soltanto l'esperienza acquisita con il rilevamento produce, in un'area di vulcanismo attivo, risultati positivi per la definizione della Pericolosità, sapendo però che le aree vulcaniche italiane presentano caratteristiche ampiamente differenti e di conseguenza il modo di operare non può essere sempre lo stesso. Un esempio? Immaginate di eseguire un rilevamento vulcanico prima al Somma-Vesuvio e poi nei Campi Flegrei: sono mondi completamente differenti.

L'autore desidera ribadire che questo testo si basa sulla esperienza acquisita sia come geologo sia come docente di Vulcanologia; pertanto il libro potrà forse risultare più o meno bilanciato, in forza dell'argomento trattato, in quanto durante l'attività di ricerca l'autore, come tutti, ha affrontato alcuni argomenti più di altri. Questo approccio può essere considerato valido per chiunque voglia scrivere un libro in maniera autonoma e originale, non limitandosi, come molte volte avviene, a tradurre in italiano un libro su tematiche analoghe diffuso, ad esempio, nel mondo anglosassone.

Diversamente, si sarebbe potuto concepire un libro come un collage di capitoli scritti da vari autori, che magari avevano esperienza più specifica nei singoli argomenti, ma in tal senso si sarebbe snaturato lo spirito con cui si è impostato il progetto.

L'autore, infine, ha fatto ricorso al contributo di altri autorevoli colleghi solo per temi importantissimi, ma in qualche modo complementari rispetto al corpus costitutivo del Vulcanismo Esplosivo.

L'eruzione: prima, durante, dopo

Nell'ambito di uno studio di un'eruzione, partendo dall'analisi dei suoi prodotti, desta sempre la curiosità del vulcanologo poter individuare, dal rilevamento e dalla loro litologia, parametri che possano portare alla definizione semiquantitativa dell'altezza della colonna eruttiva e del suo dinamismo. Il dinamismo della colonna eruttiva resta a tutt'oggi uno dei più complessi aspetti del vulcanismo esplosivo.

E' bene ricordare, in quanto forte è la differenza, che le eruzioni a carattere esplosivo da un **vulcano centrale** ovvero da un **campo vulcanico** possono essere ricondotte a due fondamentali tipologie:

1) eruzioni a condotto aperto: il meccanismo dinamico determina un'attività esplosiva di bassa energia (attività hawaiana-stromboliana), in cui si alternano effusioni di lava con attività esplosiva per fontanamento di lava e lancio di scorie che si innalzano sul "vent", vale a dire sul vulcano, fino a 1 o 2 km;

2) eruzioni a condotto ostruito: in un condotto vulcanico la pressione esercitata dai componenti volatili può eguagliare o superare quella litostatica (esercitata dalle rocce incassanti che occludono il condotto) innescando una conseguente dinamica eruttiva che assume un carattere esplosivo variabile da subpliniano a pliniano ad ultrapliniano.

PRIMA

Un'eruzione a carattere esplosivo, indipendentemente dallo stato fisico del condotto (ostruito ovvero aperto), **inizia** allorché il magma, per essoluzione, cioè per l'allontanamento dei volatili (**livello di essoluzione**), prima di giungere in superficie, viene frammentato in particelle (**livello di frammentazione**), variabili per dimensioni, che vengono eiettate con una velocità di 400-600m/s all'esterno e, in conseguenza della improvvisa caduta di temperatura, i frammenti magmatici, contraendosi, si raffreddano e si trasformano in pomici, scorie, ceneri, definiti nel loro insieme **piroclasti** (fig.1).

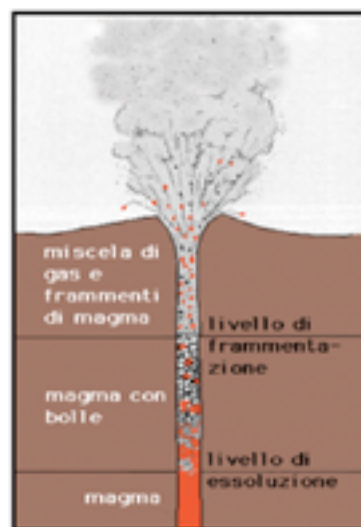


Fig.1 - Schema di eruzione esplosiva - (modificata da Cortini e Scandone, 1987).

Come si giunge alla **Essoluzione e Frammentazione del magma**³? Nel condotto, nel momento in cui il sistema magma diventa soprassaturo in volatili, inizia la nucleazione delle bolle del componente volatile (**fase di vescicolazione**). In accordo con la teoria classica della nucleazione omogenea, esisterà una dimensione critica ($R_{critical}$) sopra la quale i nuclei di bolle sono stabili e possono accrescersi⁴.

La crescita delle bolle di gas nel condotto vulcanico è principalmente controllata

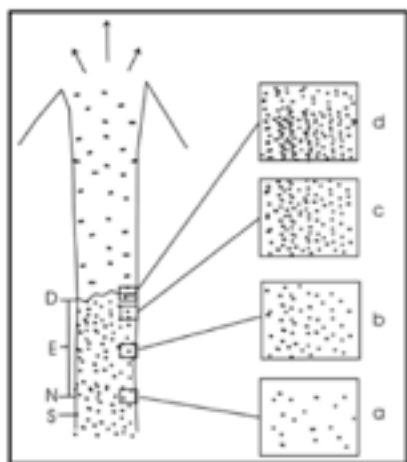


Fig.2 - Evoluzione della crescita delle bolle: saturazione dei gas - nucleazione - essoluzione (Ridisegnata da Case Wright, 1987) frammentazione. **D** - rappresenta la Superficie di frammentazione del magma; **E** rappresenta l'intervallo di Crescita delle Bolle di Gas e l'Essoluzione; **N** - rappresenta il Livello di Nucleazione delle Bolle di Gas; **S** - rappresenta il Livello di Saturazione del Gas.

d) Il gas essolto forma delle bolle che si spostano sempre più rapidamente verso l'alto dove le pressioni sono sempre più basse favorendo la loro crescita per decompressione, fino alla frammentazione.

c) Il Magma in risalita incontra condizioni di pressione litostatica sempre più basse che favoriscono l'essoluzione di grandi quantità di gas.

b) Continua la crescita e formazione di nuovi nuclei. Le bolle di gas più grandi cominciano a collidere tra di loro.

a) Magma sovrassaturo in volatili. Stadio primario di nucleazione delle bolle di gas e loro crescita senza ostacoli.

sia dalla diffusione dei volatili dal magma nelle bolle sia dalla velocità con la quale la pressione litostatica si abbassa mentre la miscela gas + bolle risale nel condotto. La crescita delle bolle infine dipende dalla densità, dalla viscosità e dalla tensione superficiale del magma (fig.2) (vedi Appendice1).

La velocità di crescita delle bolle per diffusione è controllata dalla natura dei volatili e dalla loro solubilità e concentrazione nel magma e dall'entità della soprasaturazione.

La velocità di crescita delle bolle per decompressione è controllata sia dalla velocità di ascesa del magma sia dalla velocità di frammentazione del magma e dalla quantità di nuove bolle che risalgono nel magma.

In funzione del rapporto tra la quantità di gas, liberata dal magma all'altezza del livello di essoluzione (fig.2), e la quantità di gas contenuta nel magma, la miscela potrà produrre, al momento dell'eruzione, piroclasti più o meno "vescicolati"⁵.

In un'area di vulcanismo attivo, in un condotto vulcanico ostruito, si può giungere alquanto rapidamente alla fase di frammentazione (fig.1,2), costituita da una mescolanza turbolenta di gas e frammenti di magma ad alta temperatura; in queste condizioni fisiche se la pressione interna del sistema supera quella litostatica esterna, si determina l'inizio dell'eruzione con la formazione di un Plume vulcanico (formazione della colonna eruttiva)⁶.

3 Il magma, in regime di alta temperatura e pressione, è una soluzione monofasica, costituita da componenti silicatici e volatili; la soluzione magmatica diventa bifasica (separazione dei due componenti) in condizioni sub-vulcaniche cioè in regimi di basse pressioni.

4 In condizioni ideali e teoriche, il magma "schiumoso" non frammenta nel momento in cui le bolle hanno cessato di crescere, ma quando la frazione di volume delle bolle nella miscela è approssimativamente uguale a 0.77% (L. Wilson et al., 1980).

5 La formazione di bolle di gas, definisce la vescicolazione e nei piroclasti la presenza di vacuoli a sezione sferica indica bolle di gas inesplose.

6 Questa fase pre-eruttiva, anche della durata di alcuni mesi, viene rilevata e controllata dalla sorveglianza H24 cui sono sottoposti i vulcani attivi. Sia i dati della sorveglianza geofisica (variazione della gravità e del magnetismo locale, variazioni della linea di costa rilevate dai mereografi) sia di quelli geochimici, come la presenza diffusa di CO₂ e di altri componenti volatili, non disgiunte da terremoti localizzati all'apparato centrale, rappresentano i prodromi di un evento eruttivo a carattere esplosivo. Gli esperti seguono con attenzione l'evoluzione del fenomeno secondo un logico approccio che può portare ad una fase di pre-allarme/allarme che in seguito possa anche rientrare. E' preferibile un allarme rientrato che la perdita di vite umane!!!

DURANTE

Il Plume vulcanico si suddivide verticalmente in zone (fig.3) le cui caratteristiche fisiche sono completamente differenti. Infatti in una colonna eruttiva sostenuta, a partire dal basso, si distingue: la **Fase Jet**, che si forma immediatamente sulla zona craterica, assume una densità maggiore di quella atmosferica che, mescolandosi e riscaldandosi, spinge il plume a risalire verso la seconda zona, definita **Fase Convettiva** (la densità del Plume risulta minore di quella atmosferica) in cui i piroclasti vengono sostenuti nella colonna eruttiva fino a quando la spinta verso l'alto supera la forza di gravità (fig.3, livello H_p).

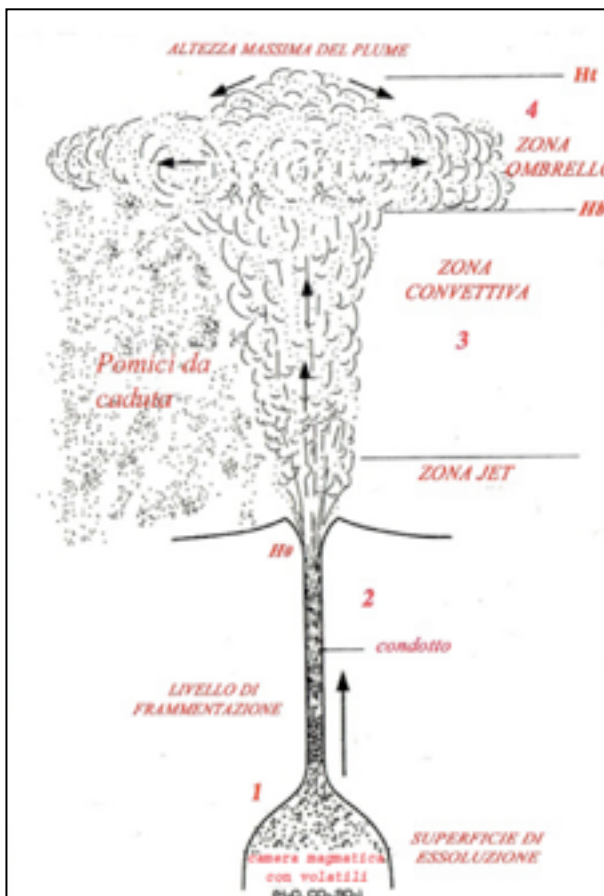


Fig.3 - Formazione di un Plume Vulcanico sostenuto dai componenti volatili magmatici: H_2O (98%) + $CO_2 + SO_2 + HCl \approx 2\%$. 1- Si forma una miscela altamente turbolenta di magma e componenti volatili; 2 - La miscela turbolenta accelera e viene espulsa ad alta velocità (Fase Jet); 3 - Il riscaldamento dell'aria provoca la risalita ed il galleggiamento del plume (Fase Convettiva); 4 - Il plume raggiunge il galleggiamento neutro e si espande lateralmente nella zona Ombrello.

A questo punto il plume raggiunge la terza zona (**Regione Ombrello**) in cui si determina il galleggiamento neutro della nube piroclastica che inizia ad espandersi lateralmente (fig.3, livello H_p)⁷. La direzione dei venti dominanti stratosferici orienterà i piroclasti sospesi della regione ombrello nella distribuzione regionale.

La colonna eruttiva⁸ che sale velocemente verso quote troposferiche ed anche stratosferiche incontrerà zone con caratteristiche fisiche differenti. E' noto, infatti, dalla Fisica dell'Atmosfera che la sua temperatura diminuisce gradualmente fino a giungere a valori di $-60^\circ C$ all'altezza di 13 km, quindi si mantiene a questi valori fino ai circa 20 km per poi nuovamente aumentare e stabilizzarsi intorno allo $0^\circ C$ ai 50 km di altezza.

In conseguenza di questa evidenza, il continuo gassoso (il 98% è costituito da H_2O allo stato di vapore) della nube, convogliando e sospendendo i piroclasti nell'atmosfera (fig.4), risulta anche intrappolato nella frazione vetro-sa a struttura vacuolare.

Ne consegue che, mentre la nube risale nei vari strati dell'atmosfera, l' H_2O , sotto forma di vapore, sarà costretta a variare continuamente stato fisico pas-

⁷ H_b = Livello di Densità Neutra rappresenta l'altezza in corrispondenza della quale la densità dell'aria atmosferica è uguale alla densità della miscela eruttiva; H_t = rappresenta l' altezza massima a cui risale, per inerzia, la colonna eruttiva.

⁸ Il Plume ovvero Colonna Eruttiva si può definire un "discontinuo solido in un continuo gassoso in cui il 98% è costituito da H_2O ."

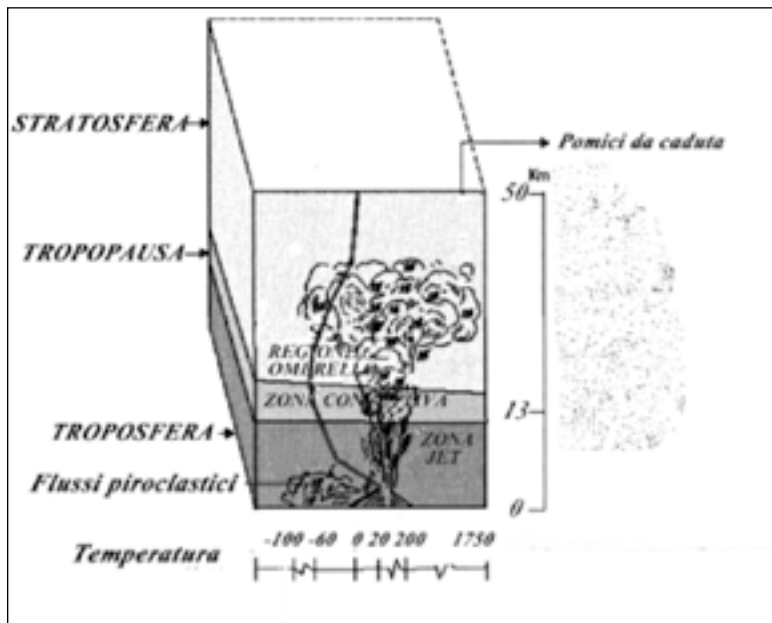


Fig. 4 - Variazione verticale della temperatura della colonna eruttiva nel passaggio troposfera-tropopausa-stratosfera

sando da aeriforme a fase solida (ghiaccio) con conseguente variazione del suo volume che, per la percentuale contenuta nella frazione vetrosa, comporterà la rottura dei setti vacuolari ed in ultimo stadio la rottura del frammento in altri di minori dimensioni, ovvero determinerà debolezze nel frammento vacuolare (pomice) che determinerà la sua rottura in frammenti più piccoli nel momento dell' impatto al suolo per caduta.

Le altezze alle quali la nube eruttiva risale nell'atmosfera sono controllate dal: **raggio del vent**, **velocità del gas**, **quantità di gas contenuto dalla miscela**, **efficienza** con la quale l'energia termica viene convertita in energia potenziale e cinetica durante l'interazione con l'atmosfera⁹.

DOPO

I piroclasti sono sostenuti nella colonna eruttiva fino a quando la spinta verso l'alto supera la forza di gravità; da questo momento i clasti cadono, accelerando finché

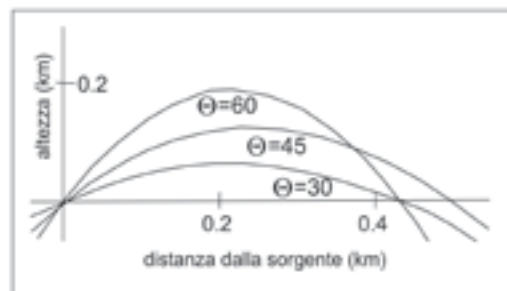


Fig.5 - La velocità di eiezione di un elemento balistico dedotta dalla distanza massima tra l'origine (il vulcano) ed il suo punto di sedimentazione.

⁹ L'altezza di una colonna eruttiva è tanto maggiore quanto maggiore è il flusso termico. Sarebbe pertanto, in via teorica, possibile calcolare, per diverse temperature della miscela eruttiva e per diversi valori del tasso eruttivo, l'altezza raggiungibile dalla colonna eruttiva.

la forza di gravità degli elementi non è controbilanciata dall'attrito con l'aria. Da questo punto in poi i frammenti piroclastici cadono con una velocità costante, chiamata **velocità terminale**¹⁰, sedimentando sul terreno con spessori variabili (formazione dei depositi da caduta).

Nella fase **Jet** la velocità iniziale dei frammenti eiettati alla bocca eruttiva dipende dalla grandezza e dalla velocità di **settling** (sedimentazione) dei frammenti nel flusso di gas. La velocità di eiezione rappresenta la differenza tra la spinta del flusso di gas e la velocità con la quale i frammenti si metterebbero in posto senza l'effetto di lancio (sedimentazione di corpi balistici).

La velocità di eiezione minima di un elemento balistico può essere stimata dalla distanza massima tra il "vent" e il punto di impatto dei blocchi (fig.5) di un dato diametro secondo la relazione: $R = V^2 \sin 2J / g$ $V = \sqrt{gR / \sin 2J}$ in cui **R** è la distanza dal "vent", **V** è la velocità di eiezione, **J** è l'angolo di eiezione. **R** assume un valore massimo per $J=45^\circ$. L'angolo di eiezione è raramente più basso di 45° ; i valori medi sono, in genere, di 80° , ed aumentano con la profondità del fuoco dell'esplosione (Ho in Fig.3). A pari-

tà di dimensioni, per una data velocità, la **distanza di eiezione** varia: direttamente con la **massa** del blocco e inversamente con il suo **coefficiente di attrito** e con la **sezione trasversale della superficie del blocco**. Il **coefficiente di attrito** varia con la **forma**, **rugosità** della superficie, **velocità** del

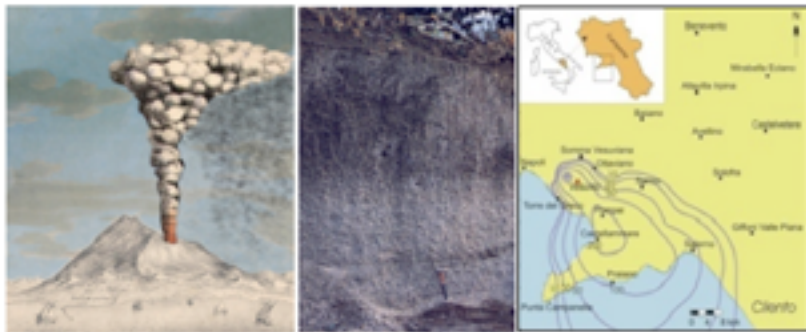


Fig.6 - Somma-Vesuvius: eruzione del 79 d.C.; a) disegno di colonna sostenuta e caduta delle pomici (in grigio), b) affioramento delle pomici da caduta bianche e grigie a Pompei, c) isopache totali delle pomici da caduta (da Lirer et al. 2005).

blocco ed anche con la **viscosità** e **densità** dell'atmosfera.

Le velocità di eiezione stimate sono dell'ordine di 500-600 m/sec. A parità di dimensioni, per una assegnata velocità iniziale, blocchi densi più pesanti raggiungono distanze maggiori di quelli più piccoli, in conseguenza della loro inerzia che risulta essere più alta ed il relativo momento diviene meno ritardato dalla resistenza dell'aria. Al di sotto di pochi centimetri di diametro, il movimento del frammento litico denso è ritardato dal vento e dalle correnti termiche.

Se il **raggio** del "vent", la **velocità** del gas, la **quantità** di gas contenuto dalla miscela, l'**efficienza di conversione termica/meccanica** non si mantengono costanti, per l'improvviso aumento, per erosione, del raggio del "vent" ed anche per la riduzione della velocità dei volatili, la colonna eruttiva diviene instabile e tenta di sostenersi ancora liberandosi dei frammenti più densi fino a quando la densità della nube, nella zona craterica, non assume valori tali da costringere la stessa a crollare.

Ne consegue che da un dinamismo di una colonna sostenuta di tipo pliniana, da cui si depositano prodotti da caduta (Fig.6), si passa ad un altro in cui la nube crolla producendo correnti piroclastiche che scorrono ad alta velocità lungo i fianchi del

¹⁰ $V_t = \{(8R_s g) / (3C_p)\}^{0.5}$ dove: **R** è il raggio della particella; **C** è il coefficiente di attrito della particella



Fig.10 – Schema del probabile rapporto tra frazioni solide (pomici, litici, cristalli) e componenti volatili all'interno di una corrente piroclastica che si muove lungo i fianchi del vulcano (foto).

ingloba l'aria che riscaldandosi si dilata con conseguente rigonfiamento della corrente che assumerà uno spessore di gran lunga superiore a quello iniziale. Nella fig.9 (ultima immagine a destra) la corrente piroclastica arrivò a mare con un spessore di circa 400 metri.

Il dinamismo di una nube piroclastica che scorre sul terreno rappresenta uno dei più complessi meccanismi di trasporto e deposizione della sua frazione solida. Il mezz-

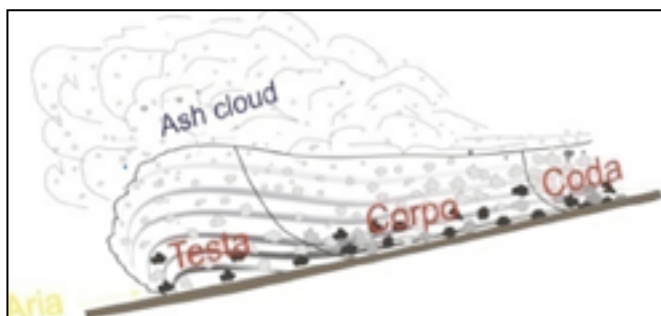


Fig.11 - Profilo teorico di una corrente piroclastica distinto in zone: la testa, il corpo, la coda.

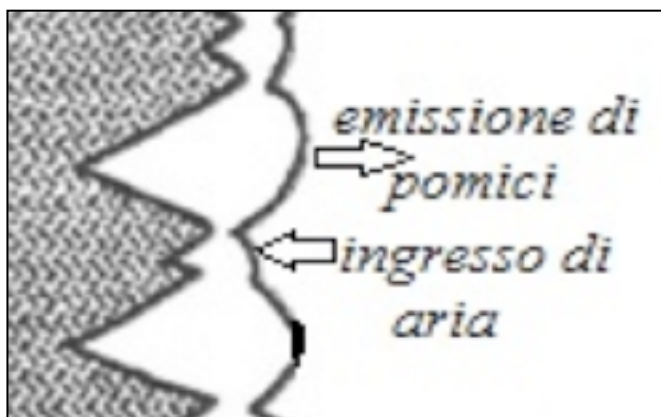


Fig.12 – La morfologia frastagliata della testa di un flusso piroclastico in movimento che ingerisce aria ambiente e contemporaneamente espelle dal fronte la frazione vetrosa meno densa (modificata da Wilson e Walker 1982).

zo veicolante della frazione solida è il componente volatile il quale ha una capacità di trasporto variabile che tende a diminuire lungo la fase di scorrimento; ne consegue che il **rapporto solido/gas** all'interno della nube varia conferendo alla corrente piroclastica una densità sempre minore (fig.10); ne deriva che, diminuendo la capacità di trasporto della nube, la tipologia di movimento delle particelle solide varierà dal trascinamento, al rotolamento, alla saltazione, alla sospensione.

I gas presenti all'interno di un flusso piroclastico possono raggiungere velocità tali da sostenere completamente la fase solida innescando una **condizione** fisica definita di **fluidizzazione**. Infatti l'insieme solido gas che forma il flusso piroclastico si comporta come un fluido in quanto i gas, superando la forza di gravità che tende a far sedimentare le particelle, finiscono

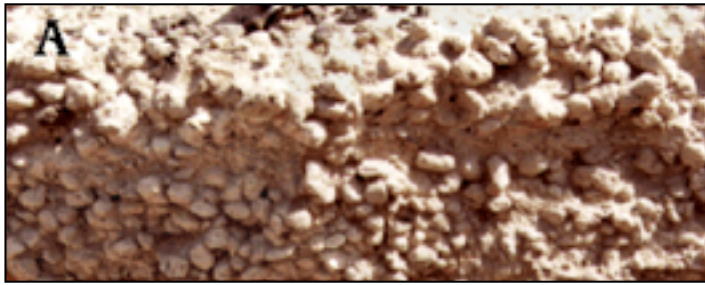


Fig. 13 – frazione vetrosa (pomici) a spigoli sub arrotondati espulsi dalla testa di un flusso piroclastico in movimento.

per sostenerle. In seguito alle differenti densità delle particelle della fase solida di una corrente piroclastica si registra un diverso comportamento delle miscele alla fluidizzazione che, a sua volta, si riflette nel tipo di deposito da flusso piroclastico e nella forma stessa della corrente.

In un profilo di una corrente piroclastica si distinguono tre ben distinte parti: la testa, il corpo e la coda (fig.11).

La **Testa** del flusso, scendendo lungo i fianchi del vulcano, incorpora aria che riscaldandosi si dilata aumentando la distanza fra gli elementi della frazione solida con conseguente variazione anche della densità del flusso stesso. Cambiando le condizioni di fluidizzazione varia anche il trasporto solido, in speciale modo della frazione litica densa che viene rilasciata dalla corrente sotto forma di depositi a strutture lenticolari. La testa di un flusso piroclastico presenta una morfologia frastagliata, formata da lobi e rientranze (fig.12); dai lobi viene espulsa aria mista a particelle di frazione vetrosa la cui morfologia è a spigoli sub arrotondati/arrotondati (fig.13).

All'interno della testa le particelle più sottili sono trascinate ed elutriate, cioè separate dal flusso andando a formare l'ash cloud, una nube di particelle sottili in sospensione, che sovrasta la testa del flusso piroclastico. In definitiva la testa è la zona del flusso piroclastico in cui il fenomeno della fluidizzazione è più intenso.

Il **Corpo** è, per volume, la parte più sviluppata del flusso in cui le particelle sono trascinate da un moto laminare; in quest'area l'elevata concentrazione di frazione solida determina fenomeni di crushing per l'urto fra i singoli elementi con produzione di frazione fine che viene anche prodotta dall'attrito delle frazioni solide con il substrato su cui scorre il flusso.

Infine la **Coda** è la parte di una corrente piroclastica più vicina al suolo in cui aumentano i fenomeni di attrito fra le particelle e con il substrato diminuendo anche il grado di fluidizzazione. La fase solida è trascinata passivamente, caratteristica questa che comporta in questa zona una minore velocità rispetto alle altre parti del flusso piroclastico che è costretto a fermarsi.

I prodotti del vulcanismo esplosivo: le rocce piroclastiche

Definizione

Le definizioni Rocce Piroclastiche, Depositi Piroclastici, Piroclastiti, Piroclasti, etimologicamente sono termini equivalenti e composti dalla fusione di due parole derivanti dalla lingua greca: "piro" (πυρ) significa "fuoco" e "clastiti" (dal verbo χλαζομαι) significa tagliare in frammenti. Pertanto la più elementare definizione delle Rocce Piroclastiche, in base alla etimologia greca, si traduce in Frammenti di Fuoco. Questi depositi costituiscono rocce, litoidi o incoerenti i cui spessori possono assumere valori anche delle centinaia di metri nelle zone di sorgente.

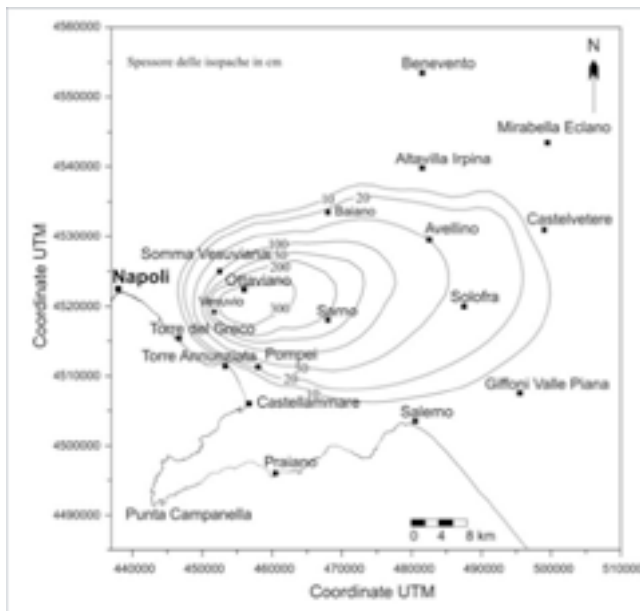


Fig.14 – Distribuzione dei prodotti da caduta dell'eruzione di Ottaviano del Somma-Vesuvio. (9.000 anni dall'attuale) - (modificata da Lirer et al.,2001).



Fig.15 – Dal collasso della colonna eruttiva flussi piroclastici che scorrono lungo i fianchi del vulcano.

Diffusione

Le Rocce Piroclastiche per volume sono ampiamente diffuse sia intercalandosi fra i depositi lavici in un vulcano centrale sia a costituire ampi campi vulcanici dove le morfologie associate sono poco elevate e di tipo ash cone/ring. Se alla diffusione si associa anche la distribuzione dei prodotti piroclastici, questi possono coprire ampie aree per kmq depositandosi anche molto lontano dalla zona sorgente per alcune decine/centinaia di km¹³.

Alcuni depositi piroclastici, distribuiti per chilometri quadrati e provenienti dall'attività esplosiva da vulcani centrali ovvero campi vulcanici, sono legati ad una dinamismo esplosivo di colonna eruttiva sostenuta i cui

i frammenti piroclastici saranno diffusi nella stratosfera da venti costanti fino a quando non si determineranno le condizioni per la loro sedimentazione, andando così a costituire i **depositi piroclastici da caduta** (fig.14).

Esistono anche depositi piroclastici che si rinvencono unicamente e periclinamente sui fianchi di un vulcano centrale e fino ad alcuni chilometri nella piana circostante l'apparato. Questi depositi, spessi alcune decine di metri hanno una larga diffusione (kmq) attorno al vulcano e sono conseguenza del tipo di dinamismo che permette alla nube eruttiva, dopo la fase di colonna sostenuta, di collassare generando **veloci depositi da flusso piroclastico**, altamente distruttivi,

che si distribuiscono intorno al vulcano arrestandosi, per buona parte del loro volume, dopo pochi chilometri nella circostante piana perivulcanica (fig.15).

Classificazione delle eruzioni esplosive

I vulcanologi ritengono che quanto migliore sarà la determinazione, anche se più o meno esatta, dei volumi/masse di prodotti piroclastici da caduta (non dimenticando in un contesto eruttivo i prodotti da PDCs) emessi da un'eruzione nell'ambito della storia di un vulcano, tanto migliore sarà la definizione della Pericolosità Vulcanica per un'area di vulcanismo attivo. Nelle ultime decine di anni si è registrata una continua ed

¹³ Inoltre nelle sequenze stratigrafiche a carattere regionale si rinvencono depositi piroclastici, intercalati in sequenze sedimentarie Mesozoiche e Terziarie, che sono conseguenza di un vulcanismo esplosivo, di cui non si rinvencono più le origini. Questi depositi (ash-layer), una volta datati, contribuiscono alla individuazione e ricostruzione di un paleo-vulcanismo esplosivo avvenuto durante altre fasi tettoniche della storia della Terra. Il loro studio costituisce una branca delle rocce piroclastiche definita Tefrostratigrafia.

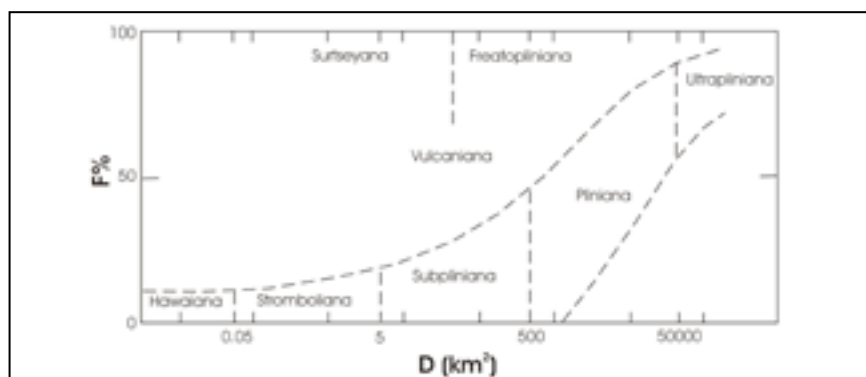


Fig. 16 - Classificazione del vulcanismo esplosivo. (G.P.L. Walker, 1973)

anche intensa ricerca mirata ad ottenere sempre più valide determinazioni dei volumi/masse dei prodotti da caduta emessi da eruzioni esplosive stromboliane, sub-pliniare, pliniane, ultrapliniane. Questa necessità ha spinto i vulcanologi all'adozione di sempre più raffinate metodologie (pur sempre empiriche) che eliminassero alcune incertezze rappresentate sia dalla carenza di siti utili nelle aree prossimali ed intermedie di un vulcano centrale ovvero di un campo vulcanico sia dalla notevole dispersione dei prodotti provenienti dalla zona Ombrello della colonna eruttiva, prodotti questi che si muovono sotto il controllo dei venti di alta quota dove alcune turbolenze potrebbero produrre una differente distribuzione dei prodotti a granulometria fine (fine ash) (Vedi Appendice 2).

Nel 1973 G.P.L. Walker introdusse una prima classificazione empirica delle eruzioni esplosive (fig.16) che si basava unicamente sulla determinazione di due parametri D ed F posti in un digramma su scala bilogarithmica.

Per usare questa classificazione era fondamentale individuare per un'eruzione, nell'area di vulcanismo attivo, un notevole numero di affioramenti sia in facies prossimale sia intermedia sia distale che permettessero di tracciare isopache (spessori) o isoplete (dimensioni max. fra 10 clasti: pomici e/o litici) per il deposito in studio. Una volta definita in planimetria la distribuzione dei prodotti, il metodo permette di ricavare i due parametri D ed F che consentono l'utilizzo del diagramma di classificazione. **D** rappresenta l'indice di dispersione definito come l'area racchiusa dentro l'isopaca di $0,01 T_0^{14}$ e varia da $< 1 \text{ km}^2$ in depositi hawaiani-stromboliani a $> 2 \times 10^6 \text{ km}^2$ in alcuni depositi da caduta freatopliniani. **F (%)** definisce la percentuale di frazione del deposito $< 1 \text{ mm}$ misurata su un campione prelevato, lungo l'asse di dispersione, nell'area dell'isopaca corrispondente a $0,1$ di T_0 . Il valore di F varia da percentuali molto basse fino a percentuali che rappresentano talvolta la totalità del deposito.

La graduale variazione del grado di frammentazione (F), con l'aumento logaritmico del valore di D, è conseguenza sia del tipo di magma che delle condizioni del condotto, aperto nelle eruzioni hawaiane e stromboliane, chiuso nelle eruzioni sub-pliniane, pliniane ed ultrapliniane. In tutte queste eruzioni la frammentazione del magma e la conseguente esplosività è esclusivamente controllata dalla quantità primaria di componenti volatili che si è separata dal magma in condizioni pre-eruttive nella fase di frammentazione. Lo stesso Walker nel 1980, al fine di migliorare la sti-

¹⁴ T_0 rappresenta lo spessore teorico massimo che si ottiene estrapolando il valore dello spessore massimo misurato con un valore immaginario coincidente con il cratere del vulcano.



Fig. 17 – Attività esplosiva stromboliana.



Fig. 18 – Allineamento di coni di scorie nell'isola di Lanzarote (isole Canarie).

ma della scala dell'esplosività delle eruzioni propose l'introduzione di nuovi cinque parametri: 1) il **volume** di prodotti emessi in DRE; 2) l'**intensità** intesa come il volume emesso nell'unità di tempo; 3) la **dispersione** intesa come totale area dei prodotti emessi come conseguenza dell'altezza della colonna eruttiva; 4) la **violenza eruttiva** in relazione all'energia cinetica; 5) il **potenziale distruttivo** inteso come area devastata dall'eruzione. L'insieme di questi parametri migliorarono e meglio caratterizzarono la scala dell'esplosività e la tipologia eruttiva.

Nel 1989 e nel 1995 Pyle, al fine di eliminare alcune incertezze sulla determinazione dei volumi dei prodotti da caduta propose l'adozione di due nuovi parametri b_t e b_c che definiscono meglio il campo delle eruzioni stromboliane-subpliniane-pliniane (Appendice 2).

Recentemente, usando la funzione Weibull, Bonadonna e Costa (2013) hanno

dimostrato che è possibile determinare, attraverso tre parametri indipendenti: θ , λ , n , il rapporto volume/massa di piroclastico emesso da un'eruzione e l'altezza della colonna eruttiva. Questi autori infine propongono un nuovo schema di classificazione in particolare per le eruzioni esplosive sub-pliniane, pliniane, ultrapliniane (Appendice 2).

Le eruzioni hawaiane e stromboliane (fig. 17), alimentate da magmi basaltici molto fluidi (bassa viscosità), producono, accanto alla spettacolare attività da fontane di lava, depositi scoriacei caratterizzati da una granulometria molto grossolana (diametro > 64 mm), in cui si rinvencono associate bombe "balistiche" di significative dimensioni di forma irregolare insieme a frammenti di spatter, a luoghi saldati. Le morfologie associate a queste tipologie eruttive sono rappresentate da coni di scorie (fig. 18) e le relative distribuzioni di scorie da caduta presentano forme circolari-subcircolari

(fig. 19).

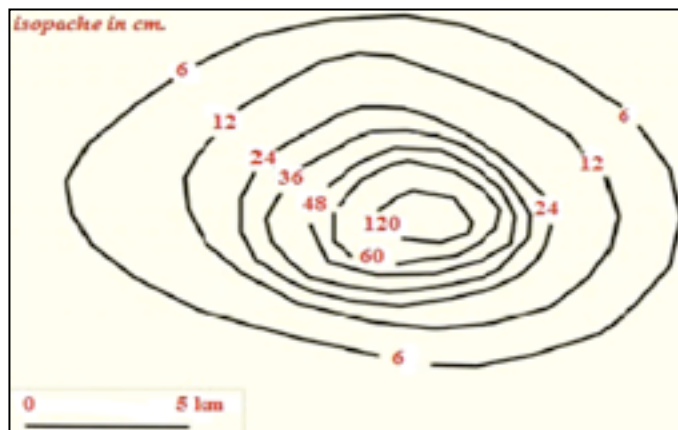


Fig. 19 – Isopache, in centimetri, della distribuzione di scorie da caduta.

Le eruzioni subpliniane-pliniane-ultrapliniane sono alimentate da magmi (da andesitici a riolitici, a fonolitici e trachitici) caratterizzati da una viscosità medio-alta. I depositi relativi presentano spessori raramente > 10 metri, ma vicino al centro di emissione gli spessori aumentano e possono anche essere spessi decine di metri! Nell'intorno del vulcano fra questi depositi da caduta si rinvencono grandi bloc-

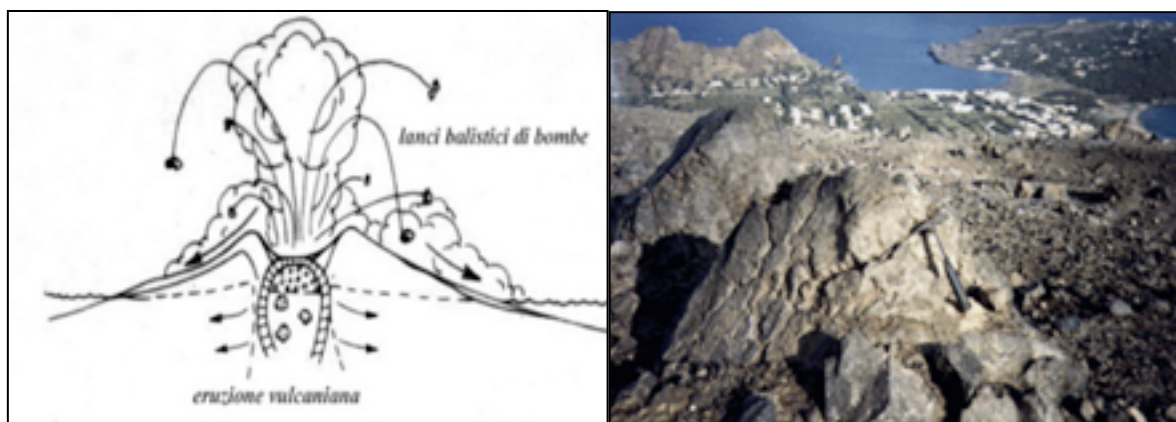


Fig.20 – Schema dell'attività vulcaniana (modificato da disegno di M. Sheridan). Nella foto bombe con struttura a "crosta di pane" presenti al cratere della Fossa di Vulcano (isole Eolie).

chi litici e pomicei e la classe granulometrica dominante risulta superiore ai 64 mm.

Nelle aree intermedie e distali questi depositi possono essere del tutto omogenei, riflettendo un fenomeno di sedimentazione da una colonna eruttiva sostenuta e continuamente alimentata, o possono mostrare gradazione inversa dei clasti (sia pomicei che litici) ovvero una certa stratificazione interna (faint lamination) soprattutto nella parte alta del deposito, riflettendo ciò una dinamica più articolata della sedimentazione dei frammenti derivati da una colonna eruttiva forse prossima al collasso.

La colonna eruttiva che si forma durante gli eventi pliniani contiene quantità variabili, ma abbondanti, di ceneri che sono trasportate più in alto delle pomici e finiscono per essere riprese dai venti costanti a carattere regionale. La loro dispersione e la geometria dei depositi di cenere da caduta è pertanto condizionata dalla intensità e direzione dei venti nell'atmosfera. In genere, i depositi da ceneri di eruzioni pliniane presentano una grande dispersione areale. Nella classificazione di fig.16, al di sopra delle tipologie eruttive stromboliana, sub- pliniana e pliniana, si collocano le eruzioni vulcaniane caratterizzate da un valore di F pari al 50% del deposito (fig.20). Le eruzioni vulcaniane sono poco frequenti e caratteristiche di magmi molto viscosi che producono lanci di bombe, che ricadono presso il vulcano (es. Fossa di Vulcano, isole Eolie, eruzione del 1888-90), insieme all' emissione di gas misto a ceneri che ammantano l'area perivulcanica e possono anche spingersi per alcuni chilometri in quota nell'atmosfera. L'aspetto litologico di questi depositi è quello di un sedimento densa-

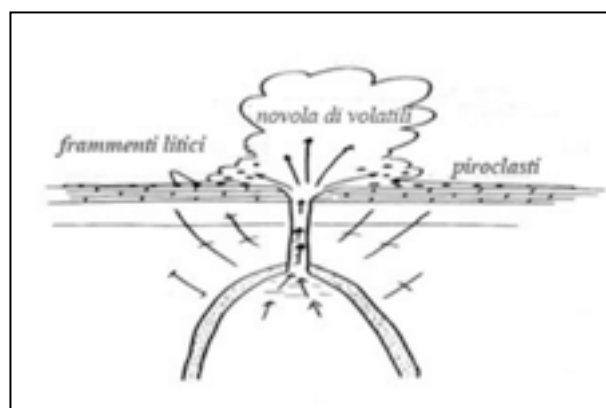


Fig.21 – Schema dell'attività esplosiva freatica (modificato da disegno di M. Sheridan).

mente ricco in frammenti da litici a scoriacei; strutturalmente essi si presentano in sottili strati (poco voluminosi $<1 \text{ km}^3$), con una granulometria prevalentemente fine, spesso deformati, vicino al cratere, da elementi balistici. Infine questi depositi, di limitato spessore, sono facilmente asportabili da azioni combinate di vento e pioggia (un esempio lampante è rappresentato dalla denudazione della Fossa di Vulcano dai prodotti dell'eruzione del 1888-90 durante gli ultimi 50 anni).

La distinzione fra attività stromboliana e vulcaniana, che nella classificazione di Walker non risulta ben delineata, potrebbe essere chiaramente distinta secondo l'utilizzo di nuovi parametri, come è stato dimostrato dallo studio di quattro siti di vulcanismo attivo: Villarrica (Chile), Fuego e Santiaguito (Guatemala), Stromboli (Italia) svolto, attraverso campagne di osservazioni e misurazioni, da Marchetti et al. (2009). Sono stati raccolti dettagliatamente dati da sensori acustici e termici che hanno permesso una quantitativa distinzione fra due tipologie di esplosioni, da ambienti vulcanici differenti, che producono differenti sviluppi dinamici di nube eruttiva.

Sempre nella classificazione di fig.16, per valori altissimi di F fino a quasi il 100%, del deposito si collocano le eruzioni surtseyan e phreatoplinian la cui elevata esplosività è dovuta all'interazione acqua-magma, condizioni in cui alla frazione primaria di gas contenuti nel magma si aggiunge una ulteriore percentuale di volatili derivante dalla vaporizzazione dell'acqua di mare o di falda.

Infine, non compresa in questa classificazione, nell'ambito delle fenomenologie esplosive, si annoverano quelle definite freatiche in cui il magma, risalente e stabile a debole profondità, trasmette calore alla falda sovrastante che risulta confinata dalle rocce sovrastanti; l'acqua di falda, col tempo, in buona parte si trasforma in vapore che, in condizioni di sopra-saturazione e di sovrappressione, frantuma le rocce confinanti determinando l'esplosione di prodotti, per la maggior parte, non magmatici a cui si accompagnano rari frammenti magmatici (fig.21). Un esempio in tal senso nei Campi Flegrei è rappresentato dalla "Breccia di apertura della eruzione Solfatara" in conseguenza della trapanazione del duomo di Monte Olibano.

Attività esplosiva da interazione acqua/magma

Il 27 settembre 1957 nell'oceano Atlantico lungo la Dorsale Atlantica, nelle isole

Azzorre, si sviluppò un'eruzione, definita del Capelinhos che, a seguito all'intensa attività esplosiva, creò un ash ring che gradualmente si unì all'isola di Faial.

Il 14 novembre 1963 nell'oceano Atlantico dalla Dorsale Atlantica¹⁵, a sud dell'Islanda, emerse l'isola vulcanica di Surtsey. Le modalità esplosive di queste due eruzioni sono molto simili: lungo la dorsale da una frattura, localizzata a bassa profondità, inizia l'eruzione a carattere esplosivo dapprima unicamente in ambiente sottomarino; il rapido accumulo dei prodotti esplosivi determina, in ambiente subaereo, la formazione di un parziale ash ring in cui emerge, nel settore invaso ancora dal mare, la parte terminale del condotto vulcanico che, continuamente alimen-

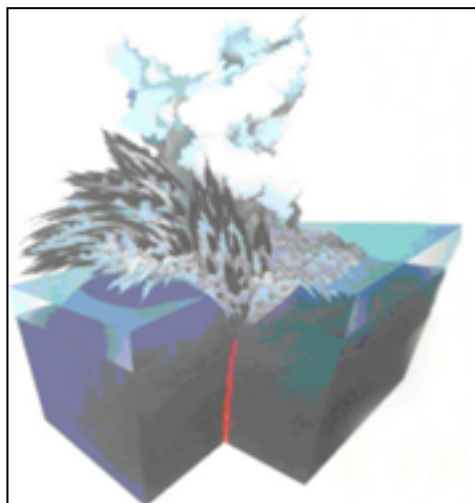


Fig.22 – Schema di vulcanismo esplosivo nella Dorsale Atlantica derivante dall'interazione acqua/magma (da Kraft, 1985).

¹⁵ La Dorsale Atlantica è una catena vulcanica che si estende lungo tutto l'oceano Atlantico il cui andamento articolato è conseguenza della differenza di velocità con la quale le due placche (europea ed africana) si sono allontanate dalla placca americana nei tempi geologici. La dorsale, nell'emisfero settentrionale, emerge nell'isola di Islanda e nel suo arcipelago.

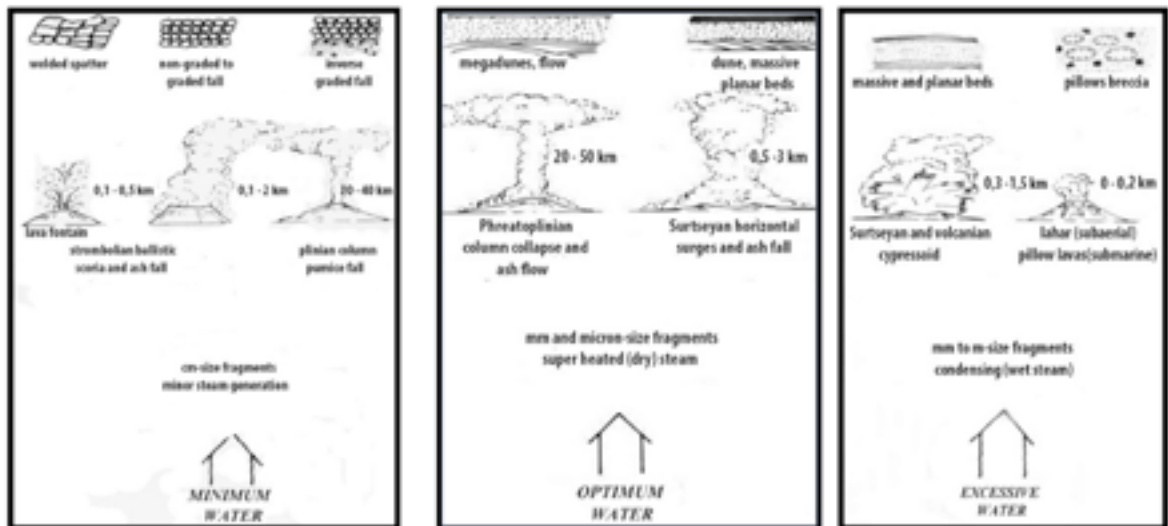


Fig.23 - L'esplosività da interazione acqua/magma. L'interazione controlla la granulometria del deposito e le strutture sedimentarie che si realizzano durante la messa in posto del Pyroclastic Density Currents. Inoltre l'indice di esplosività, funzione anche della viscosità del magma, dipende dalla capacità del magma di adsorbire, fino alla saturazione, da una minima, ottimale e fino ad un eccesso, quantità di acqua di mare e/o di falda sotto forma di vapore (modificato da disegno originale di M. Sheridan).

tato da magmi basaltici, determina la continua ed eccessiva frammentazione del magma ed una tipologia di attività esplosiva che fu denominata surtesiana dai vulcanologi (fig.22). Questa fase esplosiva termina nel momento in cui la deposizione dei prodotti esplosivi costruisce una modesta e continua morfologia vulcanica (ash-cone) che isola definitivamente il condotto vulcanico dal mare permettendo che l'attività esplosiva continui, ma con un carattere di tipo hawaiano-stromboliano. A questa fase, talvolta, si accompagna anche una componente effusiva.

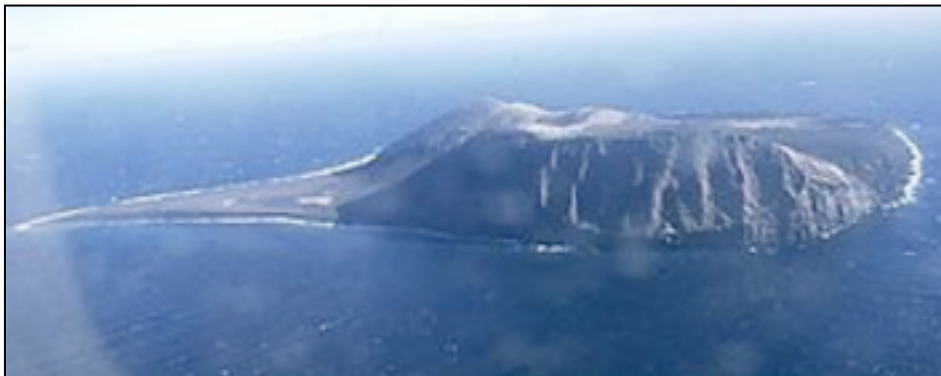


Fig.24 - L'Isola di Surtsey nell'arcipelago islandese.

Il rapporto acqua/magma, durante il fenomeno di interazione, può variare da un valore di minimo ad uno ottimale fino a condizioni di interazione eccessive (fig.23). In conseguenza dell'ambiente geodinamico e del magma alimentante cambiano sia lo stile eruttivo, da stromboliano a surtesiano a freatopliniano, sia l'altezza della colonna eruttiva che può variare da 1-2 a 30-40 km. Ne consegue inoltre che anche le distribuzioni dei prodotti emessi risultino molto variabili ed le dimensioni degli stessi varino da grossolani a molto fini.

L'esplosività da interazione acqua/magma è funzione della viscosità dei magmi

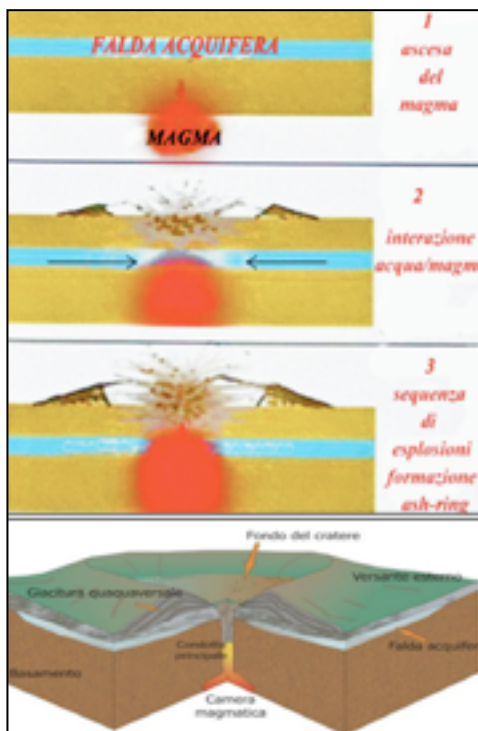


Fig.25 – Schema di interazione magma/falda acquifera e conseguente formazione di morfologie vulcaniche tipo ash-ring.

e dalla capacità degli stessi ad assorbire fino alla saturazione, sotto forma di vapore, il contributo esterno (acqua di mare o di falda) che permetterà loro di assumere un grado di esplosività ben diverso da quello che avrebbero con il contributo naturale (primario) dei volatili.

Infatti in queste eruzioni la improvvisa estrema variazione di temperatura, dai 1000 C° a quelle ambientali, determina un rapido congelamento del magma con la formazione di materiale vetroso che facilmente si frammenta in clasti di dimensioni centi-millimetrici. Il materiale esplosivo prodotto continuamente si espande in tutte le direzioni come una sequenza di onde circolari che ricordano le onde che si diffondono dalle eruzioni termonucleari avvenute negli atolli oceanici. Le morfologie che ne derivano sono definite ash cone/ring, a seconda del valore del rapporto diametro di base ed altezza del cono, una volta terminata l'eruzione (fig.24). L'interazione acqua-magma può anche avvenire se, nelle aree di vulcanismo attivo, il magma che risale verso la superficie può

interagire, cedendo calore, con falde d'acqua che si rinvergono nel sottosuolo a modeste profondità. Ne consegue che la trasformazione dell'acqua in una fase di vapore può determinare una attività esplosiva, definita idromagmatica, che produce eruzioni altamente esplosive di tipo freatopliniano. Anche in questo caso le morfologie che ne derivano da questo tipo di attività sono definite cinder-cone, tuff-cone, tuff-ring. (fig.25).

In questo paragrafo di interazione fra il magma ed il mare si deve anche considerare una fenomenologia rarissima che si osserva, forse nel modo migliore nell'ambito del panorama vulcanologico del Plio-Pleistocene, nelle isole pontine di Ponza e Palmarola. Alla stessa stregua di quanto avviene in eruzioni sottomarine per interazione fra un magma fluido di composizione basaltica e l'ambiente marino con formazione di pillow lavas, si genera interazione fra un magma di composizione riolitica, la cui viscosità è elevatissima, con l'ambiente marino. I conseguenza dell'alta viscosità del magma riolitico, la risalita molto lenta lungo fratture, nel fondale marino, produce, nell'impatto con l'acqua di mare, una istantanea formazione di una calotta vetrosa che tende a frantumarsi in

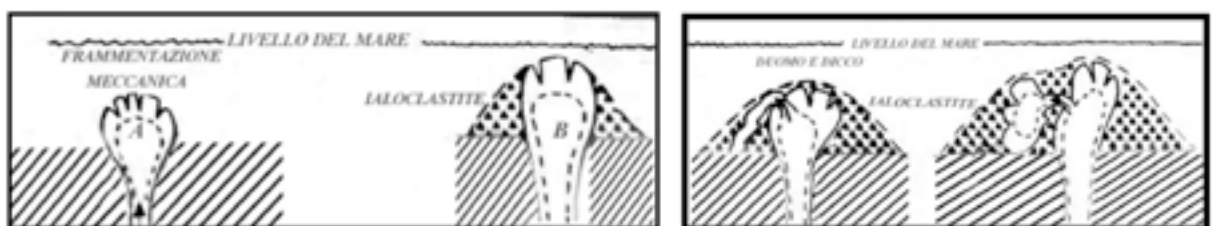


Fig.26 – Schema di interazione fra un magma altamente viscoso (riolitico) e l'acqua di mare. con formazione di depositi ialoclastiti e dicchi (modificata da Bellucci et al. 1999).



Fig.27 - Isola di Ponza, località Cala Core: andamento plastico di dicco, a struttura vetrosa, intruso fra depositi ialoclastici.



Fig.28 - Isola di Ponza, località Chiaia di Luna: falesia di 80 metri di depositi ialoclastici.

schegge (ialoclastiti) che isolano dall'interazione il nuovo magma risalente e consente una più lenta intrusione di nuovi arrivi di flussi viscosi fra i depositi ialoclastici di prima generazione (fig.26).

Questa fenomenologia particolare legata unicamente alla alta viscosità del magma consente la creazione di accumuli ialoclastici, debolmente cementati, che non producono particolari morfologie ed i relativi depositi talvolta possono essere anche facilmente distrutti per l'azione erosiva marina. (figg.27,28).

Esplosioni freatomagmatiche e freatiche: meccanismi, pericolosità e impiego nell'esplorazione geotermica (F.Barberi e M.L.Carapezza)

L'acqua ha un ruolo fondamentale nell'attività vulcanica. Questa è infatti controllata essenzialmente dalla viscosità e dal contenuto in volatili del magma, dove l'acqua juvenile (presente nel liquido magmatico a partire dalla sua origine primaria) vi rappresenta il componente più abbondante (Papale et al., 1998). In profondità, il magma è sottosaturo in acqua: tutta l'acqua è dissolta nel liquido magmatico e vi si arricchisce in caso di cristallizzazione per raffreddamento.

A causa della diminuzione di pressione durante la risalita verso la superficie terrestre, il liquido magmatico raggiunge la saturazione in acqua ad una profondità che dipende essenzialmente dalla concentrazione iniziale in acqua del magma. Ogni ulteriore risalita del magma causa una diminuzione di pressione che produce l'essoluzione dal liquido di bolle di gas, composte da vapore d'acqua e altri volatili come anidride carbonica: si forma un magma vescicolato. Il magma è diventato così un sistema bifase (liquido più gas) o multifase (liquido, più gas, più cristalli). Le bolle di gas, più leggere, tendono a risalire più rapidamente del liquido dove si sono generate e la loro ascesa è controllata dalla viscosità del magma. Il contenuto iniziale in acqua e altri volatili del magma e la sua viscosità controllano il tipo di attività vulcanica che avverrà.

Man mano che il magma continua a risalire verso la superficie, si produrranno sempre più numerose bolle di gas. Se il loro volume nel liquido non è troppo alto, alla superficie verrà emesso un flusso continuo di liquido magmatico vescicolato, con bolle di gas in sospensione (con o senza cristalli). Sono queste le colate laviche caratteristiche dell'attività vulcanica effusiva.

Al contrario, se il contenuto iniziale in acqua è alto e il liquido magmatico ha

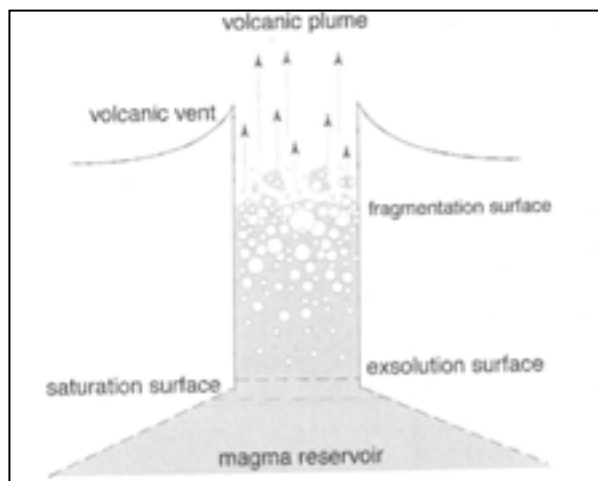


Fig.29 - Processi nei condotti vulcanici durante le eruzioni esplosive. Alla superficie di saturazione, il magma è saturo nei componenti volatili. Bolle di gas cominciano a nuclearsi a un livello un poco superiore (superficie di essoluzione). La frammentazione del magma avviene quando il gas occupa il 70-80% del volume (superficie di frammentazione). Qui il magma si trasforma repentinamente da un liquido, con molte bolle in sospensione, ad un gas con in sospensione frammenti di liquido che accelera fortemente verso la bocca (da Cashman et alii, 2000).

sotto un corpo d'acqua superficiale, come nelle eruzioni sottomarine (es. Capelinhos, Azzorre 1957; Surtsey, Islanda 1963), nelle eruzioni in un lago craterico (es. Taal, Filippine 1965) o in eruzioni subglaciali (es. Eyjafjallajökull, Islanda 2010) (attività idromagmatica).

Il magma può interagire esplosivamente anche con acqua sotterranea, contenuta in acquiferi profondi attraversati dal condotto vulcanico, generando quella che viene chiamata "attività freatomagmatica". Una fase freatomagmatica può avvenire praticamente in tutti i tipi di eruzioni esplosive, da quelle Pliniane di alta energia (come nel prototipo del Vesuvio del 79 d.C.), a quelle Vulcaniane (La Fossa, Vulcano 1888-1990), a quella Stromboliane (Etna, 2000) (Barberi et al., 1988). E' stato suggerito (Sheridan e Wohletz, 1983) che le esplosioni idromagmatiche o freatomagmatiche siano l'equivalente naturale delle cosiddette interazioni "fuel-coolant" (combustibile-refrigerante), che è un processo fisico esplosivo molto pericoloso osservato in ambienti industriali quando un liquido caldo ("fuel") viene accidentalmente a contatto con un liquido freddo vaporizzabile ("coolant").



Fig. 30 - Eruzione 2007 di Stromboli: una colata lavica entra in mare producendo vaporizzazione dell'acqua senza alcuna attività esplosiva.

una viscosità elevata che impedisce al gas di sfuggire, le bolle di gas cresceranno di numero e dimensioni fino a raggiungere un valore critico (circa 70-80% del volume totale) che causa la frammentazione del magma (Cashman et al., 2000). Si produrrà una miscela di gas e frammenti liquidi di magma che risalirà molto rapidamente alla superficie dando origine all'attività vulcanica esplosiva (figg.1,2,29).

La descrizione precedente si riferisce all'attività vulcanica puramente magmatica. Affronteremo adesso il problema delle esplosioni, prodotte dall'interazione del magma con acqua esterna. E' noto da lungo tempo che un'emissione eccezionale di vapore e cenere avviene quando una bocca eruttiva si apre

entro un corpo d'acqua superficiale, come nelle eruzioni sottomarine (es. Capelinhos, Azzorre 1957; Surtsey, Islanda 1963), nelle eruzioni in un lago craterico (es. Taal, Filippine 1965) o in eruzioni subglaciali (es. Eyjafjallajökull, Islanda 2010) (attività idromagmatica).

Nelle esplosioni vulcaniche idromagmatiche e freatomagmatiche, il magma è il fuel e l'acqua è il coolant. E' importante sottolineare che un semplice contatto magma-acqua,



Fig.31- A sinistra: eruzione sottomarina che ha formato l'isola di Surtsey in Islanda nel 1963. Verso la fine della fase esplosiva idromagmatica (getti di vapore carichi di cenere nera), l'acqua marina non ebbe più accesso alla bocca eruttiva rendendo evidente che il magma che interagiva con l'acqua era primariamente frammentato (getti di frammenti incandescenti). A destra: anche nell'attività freatomagmatica dell'Etna del 2001, il magma che interagisce con l'acqua sotterranea era primariamente frammentato (getti e scorie incandescenti).

esplosivo di tipo Stromboliano. La natura primaria frammentata del magma è confermata anche dalla vescicolazione dei clasti juvenili emessi;

- vi sono molti esempi di duomi lavici emessi e accresciutisi sul fondo di un lago craterico senza alcuna interazione esplosiva con l'acqua del lago (es. il duomo lavico estruso nel 1971-1972 nel lago craterico del vulcano Soufrière nell'isola di St.Vincent alle Antille). Lo stesso vale anche per le colate laviche che entrano in mare (fig. 30);
- vi è poi un numero infinito di esempi di eruzioni effusive, alimentate da magmi basaltici che risalgono lungo condotti o fessure che tagliano acquiferi sotterranei (Etna, Lanzarote alle Canarie, Hawaii) senza che si produca attività esplosiva, nonostante il contatto tra l'acqua e il magma (non frammentato). Questi vulcani basaltici, prevalentemente effusivi, producono fasi freatomagmatiche solo quando



Fig. 32 - Violenta emissione di vapore e cenere prodotta nel 2001 da un'eruzione freatomagmatica laterale dell'Etna. Il piccolo cono si è formato per accumulo dei tefra emessi.

come una colata lavica che entra nel mare (fig.30) o che scorre sopra un ghiacciaio, non è sufficiente a produrre un'esplosione idromagmatica. L'interazione esplosiva può avvenire solo se il magma è già frammentato dalla liberazione di volatili juvenili e quindi offre una grande superficie di contatto per lo scambio termico con l'acqua. Questo è dimostrato anche dalle seguenti evidenze naturali:

- nelle eruzioni sottomarine come quelle del Capelinhos e del Surtsey (fig.31), quando l'acqua di mare non ebbe più accesso al condotto eruttivo perché questo era stato isolato dall'accumulo e rapida alterazione della cenere, divenne evidente che l'eruzione aveva un carattere primario

effusivi, producono fasi freatomagmatiche solo quando l'acqua fluisce nel condotto al di sopra della superficie di frammentazione di una colonna magmatica che alimenta un'attività Stromboliana (figg. 31,32). Lo studio dei depositi di molte di queste eruzioni ha mostrato che l'interazione esplosiva magma-acqua causa i seguenti fenomeni che aumentano la pericolosità dell'eruzione:

- un aumento nel grado di frammentazione del magma, con formazione di una grande quantità di cenere sottile e aumento della sua dispersione;

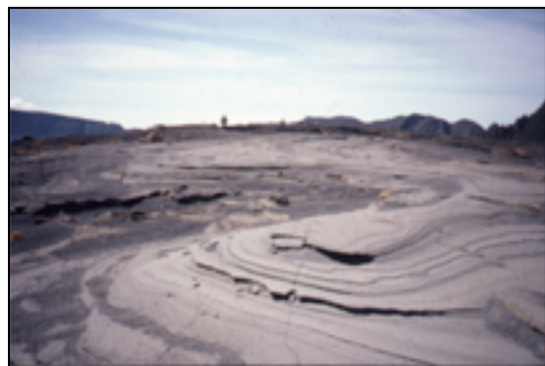


Fig. 33 - Depositi da surge freatomagmatici emessi alla fine di grandi eruzioni Pliniane. In alto: la transizione da frammenti di pomice da caduta a depositi surge fini nell'eruzione Minoica di Santorini, Grecia. In basso: i surge piroclastici sul bordo della caldera del Tambora, Indonesia, emessi nella fase finale freatomagmatica dell'eruzione del 1815.

- i getti eruttivi emessi sono frequentemente sovrappressurizzati, cioè la pressione del gas eruttato è più alta della pressione atmosferica, con formazione di surge piroclastici molto pericolosi (costituiti da una miscela di gas e cenere, si espandono alla base di una colonna esplosiva con una componente orizzontale a velocità molto alta).

Eruzioni esplosive freatomagmatiche

Le eruzioni freatomagmatiche, risultanti dall'interazione esplosiva del magma con acqua sotterranea, sono fenomeni vulcanici molto comuni, anche se con energia e dinamica eruttiva molto variabili. Vi sono alcuni aspetti comuni fondamentali che controllano il coinvolgimento di acqua sotterranea in queste esplosioni. Per i motivi già discussi, l'interazione esplosiva con acqua può avvenire solo se il magma è primariamente frammentato. Perciò essa può avvenire solo con acquiferi situati a profondità inferiori di quella della superficie di frammentazione del magma nel condotto. Inoltre, l'interazione magma-acqua può aver luogo, per ovvi motivi,

solo se la pressione dei volatili del magma frammentato nel condotto è inferiore alla pressione idrostatica dell'acquifero coinvolto.

I diversi comportamenti osservati nelle eruzioni esplosive freatomagmatiche sono controllati essenzialmente dalla profondità nel condotto della superficie di frammentazione del magma, che è a sua volta l'espressione di proprietà intrinseche del magma, quali il contenuto in volatili juvenili, la viscosità e la solubilità dei volatili nel fuso. Nelle eruzioni esplosive di alta energia (Pliniane o sub-Pliniane), la fase freato-



Fig.34 - Il calco in gesso del corpo di un abitante di Pompei ucciso dai surge-freatomagmatici finali dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C.

magmatica, se presente, avviene nella parte terminale dell'eruzione, dopo un'importante fase magmatica iniziale che produce caduta di pomice e colate piroclastiche e durante la quale viene rilasciata la maggior parte dei gas juvenili. Ci sono molti esempi di un comportamento di questo tipo, come tutte le eruzioni Pliniane o sub-Pliniane del Vesuvio (Sheridan et al., 1981), la grande eruzione del 1815 del Tambora in Indonesia, la famosa eruzione

“Minoica” di Santorini in Grecia avvenuta intorno al 1650 a.C. (fig.33). In queste eruzioni, la superficie di frammentazione del magma era molto profonda, vicina o al livello della camera magmatica, come indicato dagli xenoliti eruttati (Barberi et al., 1988). In tali condizioni, la pressione iniziale dei volatili nel condotto era alta, ben superiore alla pressione idrostatica, e l'interazione con l'acqua non poteva aver luogo se non nella fase tardiva dell'eruzione quando i gas juvenili erano quasi esauriti. Si deve notare che i “base surges” piroclastici emessi in questa fase freatomagmatica tardiva, possono raggiungere distanze superiori a quelle delle colate piroclastiche emesse in precedenza dalla stessa eruzione; questo è avvenuto nell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C., dove molti degli abitanti di Pompei, sopravvissuti alla fase iniziale dell'eruzione (la cittadina romana fu ricoperta dalle pomici da caduta ma non fu investita dalla colata piroclastica), furono uccisi dai surge freatomagmatici finali (fig.34). In altre eruzioni, come quelle del Monte Nuovo ai Campi Flegrei del 1538 e de La Fossa a Vulcano del 1888-1890, l'interazione esplosiva magma-acqua è avvenuta in una fase precoce. In entrambi i casi, la natura dei litici eruttati indica che la superficie di frammentazione del magma doveva essere stata poco profonda e che l'interazione è avvenuta con acquiferi anch'essi poco profondi, confinati o no. A La Fossa, le condizioni per l'interazione precoce sono state create dalle esplosioni freatiche iniziali che hanno ridotto il carico litostatico, determinando una bassa pressione dei volatili nel condotto, inferiore alla pressione idrostatica di un acquifero anche superficiale. Infine, è opportuno ricordare che la fase freatomagmatica di un'eruzione esplosiva può evolvere in modi molto diversi, a seconda delle condizioni idrogeologiche (disponibilità di acqua, trasmissività dell'acquifero) e di quelle magmatiche primarie (essenzialmente il contenuto in gas juvenili e la loro solubilità nel fuso magmatico). Sono stati osservati due comportamenti contrastanti:

- a) La quantità di acqua che interagisce con il magma diminuisce nel tempo. Nei depositi emessi si osserva una transizione da prodotti freatomagmatici “bagnati” (coesistenza di vapore e acqua liquida) a “secchi” (solo vapore sovrariscaldato) e infine a tefra magmatici. Una transizione di questo tipo è stata osservata solo in caso di interazione con acquiferi poco profondi (es. Campi Flegrei, Vulcano);
- b) La quantità di acqua che interagisce aumenta nel tempo. Si osserva una transizione inversa rispetto alla precedente, da tefra magmatici a tefra freatomagmatici, prima “secchi” e poi “umidi”. Questo comportamento è tipico di un'interazione con acquiferi profondi, con una buona trasmissività idraulica.

Esplosioni freatomagmatiche, esplosioni freatiche ed esplorazione geotermica

Un campo geotermico di entalpia media o alta (temperatura del fluido rispettivamente superiore a 90 °C e 150 °C), capace di generare energia elettrica, è caratterizzato dalla presenza dei seguenti elementi:

- a) una sorgente di calore profonda, che trasferisce calore alle rocce circostanti e ai fluidi in esse contenuti; questa sorgente corrisponde a intrusioni magmatiche o a camere magmatiche di vulcani, che devono essere situate a piccola profondità nella crosta (qualche chilometro) e di età recente;
- b) un serbatoio geotermico, cioè un volume adeguato di rocce permeabili per fratturazione, contenenti il fluido caldo che sarà estratto alla superficie dai pozzi;

- c) una copertura di rocce impermeabili sopra il serbatoio, che impedisce la dissipazione del calore.

L'esplorazione geotermica consiste nell'accertare l'esistenza e le caratteristiche di questi elementi mediante indagini geologiche, geochimiche e geofisiche, dai cui risultati viene elaborato un primo modello di campo (es.geometria, estensione, profondità e natura litologica del serbatoio; temperatura e chimismo del fluido al suo interno) che deve poi essere verificato con pozzi esplorativi profondi. Nelle aree vulcaniche recenti, dove si trova la maggior parte dei sistemi geotermici economicamente interessanti, informazioni importanti possono essere ottenute, a basso costo, da studi vulcanologici e petrologici mirati. Si può arrivare a stimare volume, profondità, temperatura, età di una camera magmatica e valutare l'anomalia di calore generata al suo intorno. Ma quello che qui vogliamo sottolineare è che si possono ottenere informazioni sulla presenza di un serbatoio geotermico profondo e sulla sua temperatura, dallo studio dei prodotti vulcanici emessi dalle eruzioni freatomagmatiche, generate dall'interazione esplosiva dal magma con un acquifero geotermico profondo (Barberi et al., 1988). Questi prodotti sono finemente frammentati e contengono abbondanti xenoliti provenienti dalle rocce della copertura e da quelle che ospitano l'acquifero, che vengono frammentate e incorporate dalle esplosioni. Se questo acquifero è geotermico, le sue rocce saranno state interessate a lungo da una circolazione idrotermale con produzione di caratteristici minerali di alterazione, che saranno facilmente riconoscibili negli xenoliti eruttati. Il loro studio fornisce quindi informazioni sulla permeabilità e temperatura.

Semplificando, possono essere riconosciute tre zone idrotermali principali:

- 1) argillitica, caratterizzata dalla presenza dominante di minerali argillosi come la montmorillonite, stabile a temperature inferiori a 150-180 °C;
- 2) fillitica, dominata da fillosilicati come clorite e sericite;
- 3) propilitica, caratterizzata dalla presenza di silicati, come epidoto e albite che si formano a temperature superiori a 200-220 °C.

Le prime due zone sono impermeabili e contribuiscono a formare la copertura del sistema geotermico; la terza è compatta e fragile, può mantenere permeabilità per fratturazione e rappresenta il tipico serbatoio di un campo geotermico di alta entalpia.

Le eruzioni o esplosioni freatiche sono un fenomeno che avviene talvolta in aree di alta entalpia, con un serbatoio confinato poco profondo. Anche nell'area geotermica non vulcanica di Larderello, in Toscana, un'esplosione di questo tipo è avvenuta nel 1282. Le esplosioni freatiche sono fenomeni molto localizzati, che interessano un'area limitata intorno al piccolo cratere che le ha prodotte. Tuttavia, possono rappresentare eventi molto pericolosi in zone densamente popolate. Oltre all'impatto dei blocchi solidi eiettati (Acqua Shuca, El Salvador 1990, 26 vittime; Etna 1979, 9 vittime), i pericoli maggiori delle esplosioni freatiche sono dovuti:

- all'emissione di nubi di gas ricchi di anidride carbonica: Djeng, Indonesia 1987, 147 vittime;
- alla produzione di "base surge", colate di fango e esplosioni direzionali, talvolta accompagnate da "debris avalanches": Bandai, Giappone 1888, 461 vittime.

Le esplosioni freatiche avvengono quando la pressione di vapore e gas all'interno di un acquifero di alta temperatura, situato a piccola profondità (decine o centinaia di metri), supera la pressione litostatica della copertura di rocce impermeabili che lo

confina. Questo può avvenire per aumento della produzione di vapore nel sistema confinato, dovuta ad eventi sismici che fratturano la copertura e ne riducono il carico litostatico e al tempo stesso aumentano il flusso in risalita di fluidi caldi profondi attraverso il basamento fratturato.

Nelle aree vulcaniche attive, il riscaldamento dell'acquifero confinato che genera la sovrappressione del vapore, può essere anche in relazione con una risalita del magma e in questo caso l'esplosione freatica può precedere e anche favorire una vera eruzione (magmatica o freatomagmatica) attraverso la riduzione del carico litostatico. Questo è avvenuto nel 1888 a Vulcano, nel 1980 al St. Helens (USA) e nel 1986 al Nevado del Ruiz, Colombia.

Le esplosioni freatiche di vulcani attivi con il magma alto nel condotto, come quelle del 1979 all'Etna e del 1924 al Kilawea, Hawaii, sono causate dall'infiltrazione



Fig.35 - A sinistra: esplosione freatica del Guagua Pichincha, Ecuador, 1981. A destra: il cratere di esplosione freatica Stefanos nell'isola di Nisyros, Grecia.

dalla superficie di acqua meteorica o dell'acqua di un lago craterico (es. Ruapehu, Nuova Zelanda 1969 e 1975) fino a raggiungere rocce fratturate molto calde, con una copertura impermeabile creata spesso dall'ostruzione del condotto per collasso delle pareti.

Una rassegna di 132 esplosioni freatiche storiche (Barberi et al., 1992) mostra che la maggior parte di esse (115) non furono seguite da eruzioni magmatiche o freatomagmatiche. Le esplosioni freatiche producono un ampio cratere, contornato da un anello di materiale brecciato costituito da frammenti delle rocce che ospitano l'acquifero caldo e della sua copertura impermeabile, senza materiale magmatico juvenile (fig.35). Lo studio dei minerali idrotermali di questo materiale fornisce informazioni preziose sulla temperatura dell'acquifero geotermico confinato.

Struttura, litologia, distribuzione dei depositi piroclastici da caduta

Gli aspetti strutturali delle rocce piroclastiche in giacitura primaria sono riconducibili a due tipi completamente differenti: depositi da caduta e depositi da corrente piroclastica.

I depositi da caduta formano estese coltri di materiale piroclastico derivanti

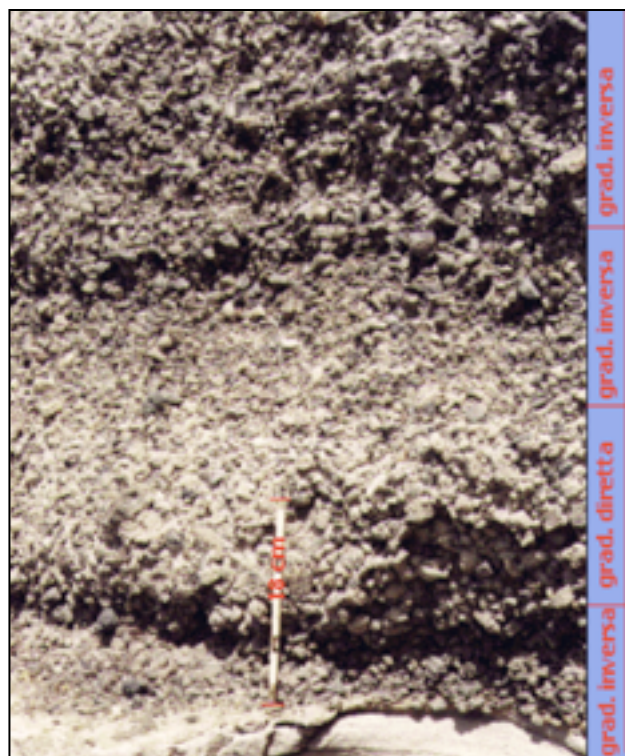


Fig.36 – Variazioni della struttura interna di un deposito di pomice da caduta.

da eruzioni pliniane, sub pliniane ed ultrapliniane. Questi depositi presentano spessori raramente > 10 metri, anche se presso l'origine questi possono assumere spessori superiori ai 15 metri. Nelle aree sorgenti nei depositi si rinvencono associati grandi blocchi litici e pomicei la cui classe granulometrica dominante è > 64 mm.

Nei depositi da caduta i singoli elementi costituenti sono ad intimo contatto con spazi intergranulari ridotti e ben definiti. I singoli frammenti vetrosi (pomici) e lavici (litici) si presentano a spigoli vivi e, a luoghi, si distribuiscono verticalmente secondo una gradazione diretta, inversa o simmetrica (fig.36).

I depositi da caduta sono sempre incoerenti e restano in giacitura primaria anche su forti pendii a causa dell'attrito interno che si sviluppa fra gli elementi vetrosi (pomici).

Se i frammenti vetrosi e litici mostrano le dimensioni maggiori nella parte alta dello strato il deposito si definisce inversamente gradato probabilmente in conseguenza del dinamismo della colonna eruttiva la cui velocità iniziale risulta essere inferiore a quella finale. In un'eruzione a condotto ostruito la velocità di eiezione iniziale bassa è conseguenza delle energie che vengono impiegate per liberare il condotto dall'ostruzione ovvero per interagire con acqua di falda o di mare poco profondo; soltanto in seguito la velocità di eiezione potrà crescere ulteriormente.

Se lo strato invece mostra strutturalmente una gradazione diretta, cioè con elementi di maggiori dimensioni alla base e minori verso l'alto, significa che le velocità di eiezione, nell'ambito della colonna eruttiva sostenuta, sono andate calando durante l'eruzione.

I depositi da caduta possono essere del tutto omogenei, riflettendo un fenomeno di sedimentazione continua da una colonna eruttiva continuamente alimentata, o possono mostrare una certa stratificazione interna (faint lamination) soprattutto nella parte alta del deposito, riflettendo una dinamica più articolata della colonna eruttiva come conseguenza di pulsazioni nella emissione dei gas alla sorgente ovvero nella instabilità della colonna prossima ad una eventuale fase di collasso.

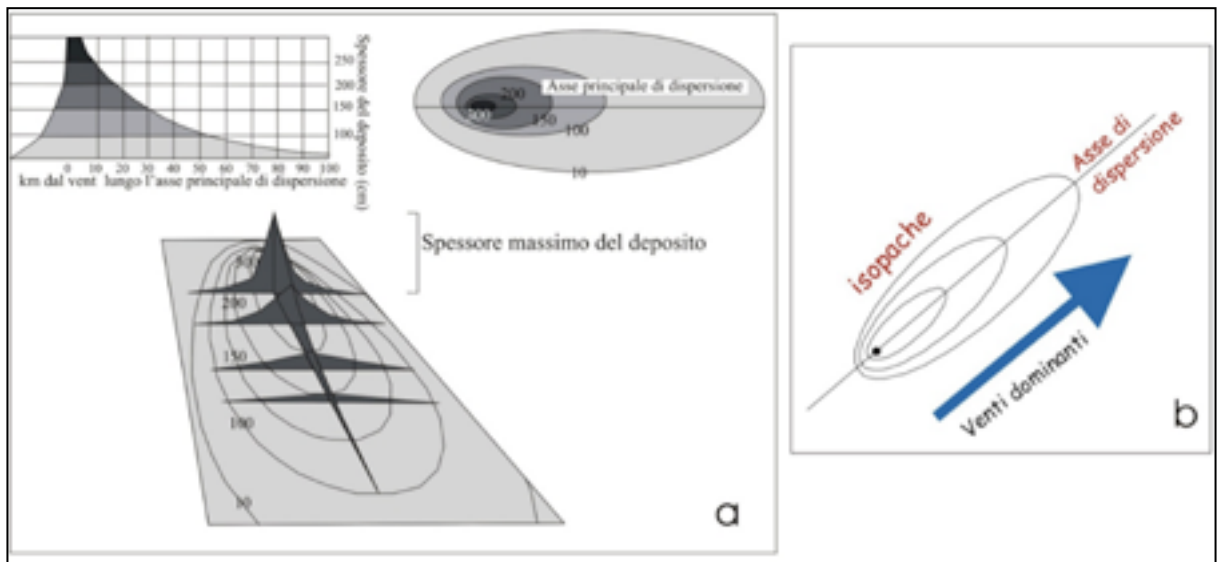


Fig.37 – Andamento teorico della distribuzione, longitudinale e trasversale all'asse di dispersione, di un deposito di pomici da caduta da eruzione subpliniana-pliniana.

Nel sedimentarsi al suolo si può verificare la rottura dei frammenti vetrosi la cui densità varia fra 0,5 ed 1,5; questa variazione è funzione sia della densità del frammento (alta/bassa vacuolarità) sia del contenuto di cristalli magmatici presenti nelle pomici; la densità dei frammenti litici associati è contenuta fra valori da 2 a 2,5.

In questi depositi molto bassa, in percentuale, è la componente di ash (<2mm). Questa componente, che si sviluppa unicamente nella regione Ombrello della nube eruttiva, sarà preda dei venti in quota e potrebbe assumere una distribuzione anche completamente differente da quella dei frammenti pomicei e litici. La caduta al suolo dei piroclasti, da colonne eruttive sostenute, avviene a distanze e con velocità differenti a seconda delle dimensioni, densità (peso) e altezza cui vengono lanciati nell'atmosfera/troposfera. La distribuzione dei prodotti da caduta da colonne eruttive sostenute mostra **isopache** (luogo dei punti di uguale spessore di un deposito) ed **isoplete** (luogo dei punti di uguale dimensione massima fra dieci frammenti di pomici e litici) di forma grossolanamente ellittica (con asse di dispersione orientato secondo la direzione del vento regionale dominante) generalmente concentriche nel punto di emissione. La loro distribuzione esalta la topografia regionale e non la trasforma (figg.37a-b,38).

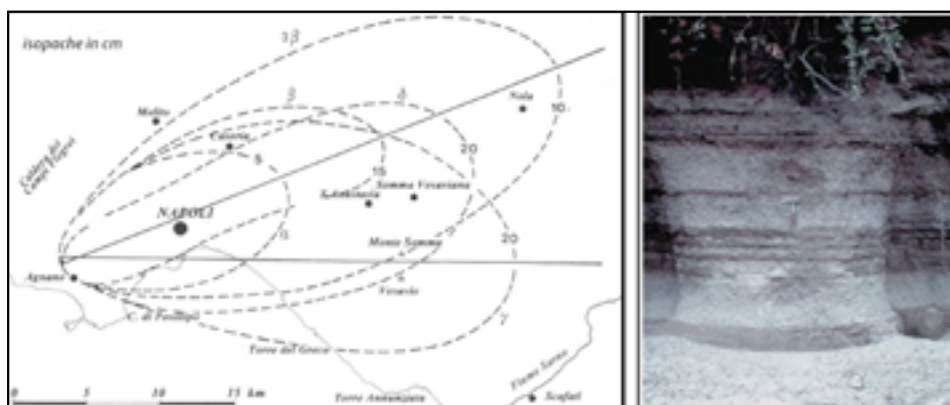


Fig.38 – Campi Flegrei - Formazione delle "Pomici Principali" - Eruzione pliniana formata da cinque strati di pomici da caduta le cui distribuzioni si rinvengono nella città di Napoli e si intercalano fra i depositi piroclastici del Somma-Vesuvio (modificata da Lirer et al., 1987).

Nelle aree vulcaniche la ricostruzione di eruzioni è possibile se si individuano nel rilevamento sufficienti siti distribuiti a partire dalla zona sorgente (il vulcano) fino alle zone più distali. Se un'eruzione esplosiva presenta, nelle aree prossimali, prodotti sia da caduta sia da flusso, questi potranno essere rilevati in modo differenziale in quanto la componente da flusso diminuirà rapidamente di spessore allontanandosi dalla zona sorgente, mentre quella da caduta si potrà rilevare fino a varie decine di chilometri dall'origine. Lungo gli assi di dispersione gli spessori dei depositi come anche le dimensioni degli elementi costituenti diminuiranno secondo un regime esponenziale; anche l'aspetto litologico varierà in quanto la frazione litica, nei depositi da caduta, non viene trasportata a lungo dai venti stratosferici.

Un parametro che resta invariato è il colore della frazione juvenile, insieme alla componente cristallina, che permette, anche a notevole distanza, l'individuazione del deposito che si sta rilevando. Il rilevamento della frazione litica (dimensioni e densità) nel deposito da caduta risulta utile per avere una stima approssimata dell'altezza della colonna eruttiva.

La conoscenza dei volumi dei depositi da caduta emessi durante l'eruzione resta un problema di non facile soluzione se si desidera conoscere esattamente il volume di piroclastico emesso, poi trasformato in DRE (Dense Rock Equivalent). Per questi depositi, a parte quanto e come si potrà più o meno dettagliatamente rilevare da siti localizzati nell'area prossimale ed intermedia (siti di facile accessibilità, siti in aree non private, siti dove l'urbanizzazione non risulti molto intensa, etc.), i problemi iniziano a sorgere per il rinvenimento di siti nelle aree distali (oltre i 20-30 km dal vulcano) il cui numero ridotto ovvero la cui assenza (p.e. una grande distesa di mare presente nell'area di distribuzione come avviene fra i vulcani attivi dell'Islanda e la penisola scandinava) impedisce una corretta stima dei volumi emessi da un'eruzione. Bisogna altresì osservare che talvolta il rinvenimento di orizzonti di ceneri sottili (ash) provenienti dalla regione Ombrello di una nube eruttiva può essere rilevato (attraverso carotaggi) unicamente se la loro conservazione è stata conseguente ad una sedimentazione in ambiente acquoso ovvero, come accade in Canada, se sono intercalati nelle grandi distese dei ghiacciai.

Nell'ambiente di mare aperto, come accade nel Mediterraneo orientale ed anche nei mari Tirreno, Adriatico, o in paleolaghi i ritrovamenti di ash layers-markers (da sondaggi da navi oceanografiche ovvero da sondaggi subaerei) intercalati a depositi argillosi, rappresentano validi contributi alla migliore definizione dei volumi emessi da un'eruzione avvenuta negli ultimi 50-70 ka, nell'assunzione che i venti operanti, sia nella troposfera sia nella tropopausa, siano alquanto coincidenti con quelli attuali.

Un esempio concreto è rappresentato dalla formazione del Tufo Grigio Campano (fig.39) i cui prodotti si sono ampiamente distribuiti e sono stati riconosciuti sia nei piston-core realizzati nel Mar Egeo sia in alcuni bacini lacustri nell'Europa Orientale. In questi casi il riconoscimento è stato operato in base ai caratteri geochemici rilevati negli ash marker¹⁶ rinvenuti nei sondaggi.



Fig.39 – Distribuzione attuale del Tufo Grigio Campano (IC).

L'articolazione delle linee continue e discontinue di colore azzurro indica il controllo della morfologia sulla deposizione della corrente piroclastica; la isoipsa 500, rappresentata in carta, coincide con lo spessore massimo della corrente piroclastica che lambì ovvero appena superò tale limite morfologico. Il diagonale rigato continuo indica la probabile originale distribuzione dell'¹⁴C nella Piana Campana al tempo della sua deposizione avvenuta 40 ka B.P. (modificata da Di Vito et al., 1987).

16 In Appendice 2 sono indicate alcune metodologie per determinare i volumi di piroclastico emessi da un'eruzione subpliniana-pliniana.

Caratteri strutturali dei depositi da Pyroclastic Density Current

Fino ad alcune decine di anni fa i depositi piroclastici venivano suddivisi in tre categorie: da caduta, da surge, da flusso piroclastico. Anche i relativi caratteri strutturali erano abbastanza ben delineati identificando quelli da caduta come l'insieme di frammenti ad intimo contatto e senza matrice; per quelli da surge e da flusso piroclastico la definizione di deposito a matrice (sabbiosa grossolana ovvero fine) prevalente era quella più coerente con la sua struttura. La definizione e la distinzione dei depositi da surge, introdotta da J.G. Moore, R. Fisher e G.P.L. Walker, fu una logica conseguenza dell'assetto strutturale presente e caratterizzante questi depositi in cui si rilevavano strutture sedimentarie (aspetti dunari, stratificazione incrociata, planar bedding, sag structure) anche forse in conseguenza delle condizioni esplosive, in prima istanza, legate al fenomeno da interazione acqua-magma.

La continua azione di rilevamento dei depositi piroclastici e le più attente osservazioni sui caratteri strutturali presenti, hanno suggerito **oggi** una risoluzione, più culturalmente corretta, che prevede unicamente due differenti tipologie: depositi da caduta e depositi da corrente piroclastica. I primi derivano dalla sedimentazione di frammenti pomicei, scoriacei, associati a frammenti litici, da una colonna eruttiva sostenuta di tipo sub-pliniana, pliniana, ultrapliniana. I secondi sono il risultato della messa in posto di una nube piroclastica che trasporta frammenti vulcanici juvenili/non juvenili da parte dei componenti volatili primari e secondari. All'interno di queste nubi piroclastiche la densità può variare e determinare, di conseguenza, nei relativi depositi aspetti strutturali che oscillano dalla stratificazione incrociata ad altri con tessitura massiva.

Ne consegue che la definizione Piroclastic Density Currents (PDCs) rappresenta **attualmente** la dizione che semplifica la classificazione dei depositi da corrente piroclastica in quanto considera, come elemento fondamentale, la densità della nube piroclastica le cui variazioni determinano, come si è detto, l'assetto strutturale del deposito.

Le differenze esistenti fra i due tipi di depositi sono da ricercare in altri parametri, come la litologia, e negli effetti causati dalle variazioni di temperatura durante la messa in posto. Questo approccio metodologico, in definitiva, risulta molto simile a quello usato per i depositi vulcanoclastici con l'unica differenza che per i depositi piroclastici il mezzo veicolante è il componente volatile, per i depositi vulcanoclastici il trasporto degli elementi avviene ad opera dell'acqua. Indubbiamente la costante presenza nella ricerca in aree vulcaniche di studiosi di rocce clastiche è stata di significativo valore nel senso che ha indotto i vulcanologi a considerare i depositi piroclastici come depositi costituiti da clasti indipendentemente dalla loro origine! Per alcune **correnti piroclastiche** (depositi da pyroclastic flow) l'aspetto strutturale si identifica con la dizione deposito "a matrice prevalente". I depositi sono costituiti da elementi grossolani (pomici, scorie, frammenti litici), di dimensioni mediamente superiori ai 10 cm, che sono immersi, a luoghi in quiete sedimentologica, in una matrice di cenere le cui dimensioni oscillano fra una sabbia grossolana ed una fine. Le caratteristiche degli elementi vetrosi sono del tutto assimilabili a quelli presenti nei depositi da caduta sia per vacuolarità e densità; si differenziano nell'aspetto morfologico in quanto questi elementi si presentano a spigoli sub arrotondati/arrotondati. Dal punto di vista litologico questi depositi oscillano da termini incoerenti a litoidi con variazioni di facies sia verticali che orizzontali.

Le correnti piroclastiche da vulcani centrali si generano da eruzioni esplosive in cui si registrano, per varie cause, i collassi delle colonne eruttive con conseguente genesi di correnti piroclastiche che scorrono lungo i fianchi del vulcano.

Inoltre i flussi piroclastici possono anche generarsi da eruzioni fissurali/lineari ed assumere, più probabilmente, una diffusione a carattere regionale. In entrambi i casi sono importanti i rapporti fra gli spessori dei flussi piroclastici e le morfologie ambientali che vengono invase. Infatti, in funzione dello spessore del flusso, che tende ad aumentare lungo il percorso, alcune morfologie possono essere completamente superate con sedimentazioni differenziate da parte del flusso ovvero possono svolgere una funzione di separare la nube piroclastica se il suo spessore risulta inferiore alla morfologia che si incontra durante la sua diffusione.

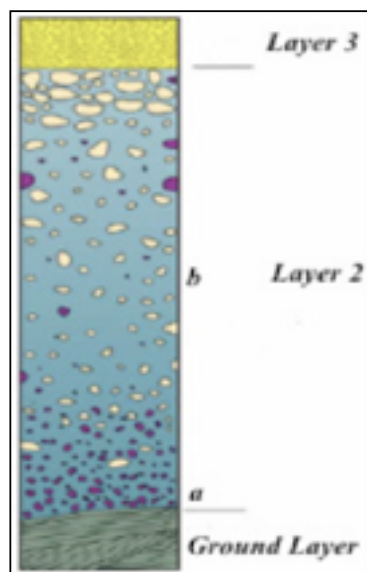


Fig.40 – Schema della distribuzione strutturale verticale di un deposito da flusso piroclastico (modificata da Sparks, 1976).

Il LAYER 3 è formato da frammenti juvenili sottili elutriati dal flusso, che vanno a formare l'ash cloud. Si presenta con piccoli spessori, ben stratificato e mantiene la topografia.

Il LAYER 2 è considerato la vera unità da flusso piroclastico, depositata dal Corpo e si divide in due parti con diverse caratteristiche: 2b caratterizzata dalla gradazione inversa delle pomici e diretta dei litici (corse tail gradation). La gradazione di pomici e litici, definita di tipo gravitazionale o di galleggiamento, è dovuta al contrasto di densità tra matrice ed i clasti di dimensioni maggiori; 2a caratterizzato da pomici e litici con granulometria fine, a gradazione inversa; si forma in seguito agli effetti di contatto tra flusso piroclastico e substrato sul quale questo si muove.

Il GROUND LAYER è posto alla base del deposito da flusso piroclastico; è un livello arricchito in litici e cristalli. Viene interpretato come il risultato della sedimentazione dei clasti più densi impossibilitati ad essere trasportati dalla fase gassosa all'interno della Testa di una corrente piroclastica.

In ogni caso la loro distribuzione varierà la paleomorfologia creando nuovi profili di equilibrio morfologico. Notevoli sono le azioni di filtraggio che esercita la morfologia sulla flusso piroclastico, realizzandosi, di conseguenza, una caduta di dimensioni sia nei frammenti vetrosi che litici nel volgere di poche centinaia di metri. L'azione della quota 500 fu una soglia morfologica limite che controllò la distribuzione della corrente piroclastica che dette origine all'attuale Tufo Grigio Campano (fig.39). La sedimentazione di un flusso piroclastico pertanto è fortemente controllata dalla morfologia che può subire variazioni regionali anche molto intense al punto di variare la paleogeografia di una intera area se i volumi di piroclasti emessi ammontano a centinaia di kmc. Anche per i depositi da correnti piroclastiche di possono tracciare isopache ed isoplete che assumeranno forme molto articolate per il controllo che la morfologia opera sul meccanismo di deposizione della corrente piroclastica. Pertanto l'aspetto strutturale di questi depositi è funzione sia del meccanismo di trasporto sia della densità della nube che scorre al suolo.

Nel 1976 Sparks propose un modello strutturale per i depositi da flusso piroclastico in cui la distribuzione verticale degli elementi grossolani e fini era conseguenza della sedimentazione di una corrente le cui caratteristiche fisiche erano tali da permettere la diversificazione verticale di tutte le fasi solide presenti. Ciò non sempre avviene in quanto spesso la densità della matrice della corrente piroclastica è tale da impedire una spinta diversificazione verticale degli elementi come proposta da Sparks (fig.40).

In un deposito da flusso piroclastico la frazione juvenile (pomici, scorie) risulta poco densa e leggera per la presenza al suo interno di numerosi vacuoli dovuti alla

degassazione. All'aumentare delle dimensioni delle pomici, aumenta anche la volumetria dei loro vacuoli e, di conseguenza, la densità delle pomici può decrescere all'aumentare delle loro dimensioni.

La densità della matrice in un deposito da corrente piroclastica assume in generale un valore più elevato rispetto a quella della frazione juvenile di maggiori dimensioni (pomici e scorie). Ne consegue che le pomici di dimensioni maggiori “galleggino” nella parte alta della corrente piroclastica e di conseguenza, dopo il suo arresto, nel deposito, la frazione juvenile si distribuirà strutturalmente secondo una gradazione inversa. Questo non accade per i frammenti litici, il cui peso e densità, superiore a quello della matrice, aumenta all'aumentare delle dimensioni, per cui essi si distribuiranno nel deposito secondo una gradazione diretta. Quindi all'interno dello strato 2b di Sparks la matrice del flusso svolge un ruolo importante per l'istaurarsi della **corse tail gradation**, la cui presenza ed efficienza dinamica rende, inoltre, possibile il trasporto di clasti di dimensioni notevoli da parte della corrente piroclastica durante la sua messa in posto.

Gradualmente, durante la sua messa in posto, la corrente piroclastica, per perdita di energia, tende a diminuire la sua velocità fino ad arrestarsi definitivamente anche se essa è ancora caratterizzata da una elevata temperatura. Il deposito non è ancora costituito in quanto le particelle non sono fra di loro a contatto; ciò avviene con il raffreddamento e con l'allontanamento verso l'alto della frazione gassosa: inizia l'ultima fase di sedimentazione con conseguente formazione del deposito.

E' in questa ultima fase che si formano nel deposito strutture di degassazione in quanto i gas costipati tra i granuli abbandonano il deposito trascinando verso l'esterno le particelle più fini (la matrice) mentre lasciano in sede unicamente i piroclasti più densi. Queste strutture arborescenti sono definite anche **gas segregation pipes** (fig.41A); in alcuni casi il loro rilevamento è molto utile per distinguere depositi da flusso in giacitura primaria da altri formati dal loro rimaneggiamento. A luoghi, accanto alla strutture di degassazione, si possono rinvenire strutture da accrescimento come le “pisoliti” generate da movimenti vorticosi della frazione più fine all'interno della nube (fig.41B).

I depositi da flusso piroclastico possono essere formati da materiali incoerenti, oppure possono presentarsi litoidi per un lento processo post-deposizionale (welding)



Fig.41 – Strutture arborescenti dovute alla degassazione, dopo l'arresto di un flusso piroclastico (A); strutture sferiche di accrescimento (pisoliti) all'interno di un flusso piroclastico (B).

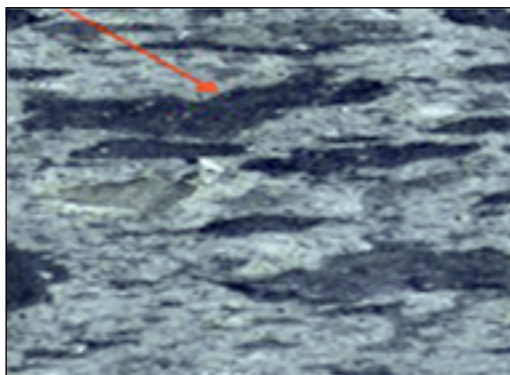


Fig.42 – Struttura di un deposito da flusso piroclastico litoide in cui si rileva la presenza di scorie collassate di forma lenticolare definite “fiamme” (freccia)



Fig.43 – Isola di Ventotene - Scavi archeologici di Punta Eolo - Formazione di Punta Eolo, flusso piroclastico generalmente a struttura massiva in cui si intercalano orizzonti con andamenti ondulati a stratificazione incrociata.



Fig.44 – Città di Napoli – Formazione del Tufo Giallo Napoletano in facies incoerente – Flusso piroclastico con struttura tipo antiduna, il senso del flusso è verso destra.

fra i componenti volatili e la matrice vetrosa, in presenza di elevate temperature. In questo caso può accadere che i vacuoli della frazione juvenile (frammenti di pomici e di scorie) presenti nel deposito collassino per l'alta temperatura e vengano deformati dal peso del deposito assumendo infine una forma allungata che viene definita “fiamma”(fig.42). A luoghi le fiamme presenti nel deposito possono orientarsi indicando ciò un lento movimento (reologia del flusso) avvenuto dopo la fase di welding.

I depositi da **correnti piroclastiche** che si generano da eruzioni esplosive superficiali principalmente in un campo vulcanico, derivano da flussi che rappresentano un insieme turbolento di vapore e frammenti juvenili e litici. La facies che ne conseguono (anche definite in letteratura: depositi da base surge) sono il risultato della sedimentazione di una corrente diluita, turbolenta, calda e ad alta velocità che si propaga orizzontalmente in tutte le direzioni dalla base di una colonna eruttiva. Il massimo sviluppo di questa tipologia esplosiva e la sua conseguente morfologia di ash-ring/ash-cone è funzione della profondità dell'esplosione

L'individuazione di questo processo esplosivo fu riconosciuto e descritto per l'eruzione freatomagmatica avvenuta nel 1965 nelle Filippine al vulcano Taal. Questa fenomenologia è stata osservata ulteriormente nelle isole Azzorre (eruzione del Capelinhos) e nell'arcipelago islandese a seguito della nascita dell'isola di Surtsey.

La turbolenza e l'alta velocità di questi flussi diluiti nelle zone prossimali all'eruzione conferiscono alla corrente un forte potere erosivo che determina la formazione di canali

sin-sedimentari a forma di U. Nelle zone intermedie e distali, diminuendo la velocità, la corrente, che non resta quasi mai confinata, inizia a depositare sedimenti che possono assumere un carattere strutturale coerente con la densità, velocità e granulometria dei frammenti contenuti nella corrente piroclastica. In associazione con l'alto potere erosivo della corrente si formano morfologie di tipo dunare (antiduna, fig.44) con dimensioni dei frammenti, variabili da una sabbia grossolana a fine, che possono assumere anche un aspetto coesivo contro modesti ostacoli a cui si appoggiano (esempi al Monte Vulcano nell'isola di Linosa). L'altro aspetto caratterizzante di



Fig.45 – Torre Annunziata (NA)- Formazione piroclastica dell'eruzione del 79 d.C. Presenza diffusa strutture sferiche di lapilli accrezionari (pisoliti).



Fig.46 - Isola di Procida - Formazione di Solchiaro - Struttura da impatto che deforma l'andamento degli strati sottostanti.

questi depositi è rappresentato dall'andamento ondulato a grande scala dei depositi, variabili per granulometria da grossolano a fine, nei quali si ripetono a piccola scala forme di antiduna (fig.43). Inoltre altra caratteristica di questi PDC è rappresentata dalla struttura planare dei depositi il cui andamento può anche assumere un aspetto ondulato.

Infine la presenza di H_2O sotto forma di vapore in queste correnti, determina, nella turbolenza del flusso, frizioni fra le particelle più fini in sospensione che, per attrazione elettrostatica, si aggregano in strutture sferiche definite lapilli accrezionari (pisoliti, fig.45).

Contemporaneamente alla propagazione di correnti piroclastiche diluite si registrano eiezioni di frammenti litici, strappati al basamento ovvero per erosione del condotto, che descrivono percorsi perfettamente balistici forse solo nella fase iniziale, in quanto, con il procedere dell'eruzione, la forte densità della turbolenza eruttiva determina la collisione di questi frammenti litici che va ad inficiare e/o modificare il loro percorso balistico. I frammenti litici balistici ricadendo sui depositi piroclastici, probabilmente

te ancora umidi e non ancora completamente compattati, determinano impronte da impatto che deformano, lacerandoli talvolta, gli strati appena sedimentati (fig.46).

Data la loro complessità e per una loro maggiore definizione e comprensione i Pyroclastic Density Currents necessitano di ricerche integrate che debbono basarsi fondamentalmente sulle osservazioni che vengono dallo studio degli affioramenti che debbono essere sempre più numerosi e dettagliati se la formazione risulta diffusa regionalmente come, ad esempio, il Tufo Grigio Campano.

Sarebbe assurdo impostare simulazioni numeriche ovvero esperimenti in laboratorio, per una sempre migliore comprensione di questa fenomenologia, senza utilizzare e conoscere i caratteri strutturali e tessiturali delle facies piroclastiche che si intendono rappresentare nelle sperimentazioni; significherebbe, in altre parole, affidare uno dei più interessanti fenomeni del vulcanismo esplosivo nelle mani di validi e capaci operatori che potrebbero trasformare il fenomeno vulcanico in un discorso numerico. Invece risulta, a livello di ricerca scientifica, molto interessante la collaborazione fra culture differenti nell'approcciare ad un fenomeno molto delicato e complesso come quello rappresentato dai Pyroclastic Density Currents.

Evento Lateral Blast: vulcano St.Helens (USA)

Il 18 maggio del 1980 il vulcano St.Helens, appartenente alla Catena delle Cascade (Cascade Range in USA) eruttò in seguito ad un evento sismico di forte entità che determinò inizialmente la spaccatura sommitale del vulcano il cui fianco settentrionale, sotto al spinta magmatica di un cripto-duomo, franò in più fasi determinando la messa a giorno del magma che, a seguito della sua improvvisa e violentissima decompressione, produsse un'onda d'urto orizzontale (gas + cenere) che, alla velocità supersonica e alla temperatura di 200°C, devastò circa 600 kmq del territorio degli USA (fig.47).

Dopo questa fase iniziale si formò una colonna alta 16 chilometri da cui si formarono correnti piroclastiche che si riversarono nella valle sottostante. Dopo l'eruzione, il vulcano un perfetto cono simmetrico prima dell'eruzione, risultò morfologicamente sventrato verso settentrione e chiuso a sud da un bordo calderico. In seguito al centro della caldera si è lentamente sviluppato un duomo attualmente pervaso da intensa attività fumarolica (fig.48).

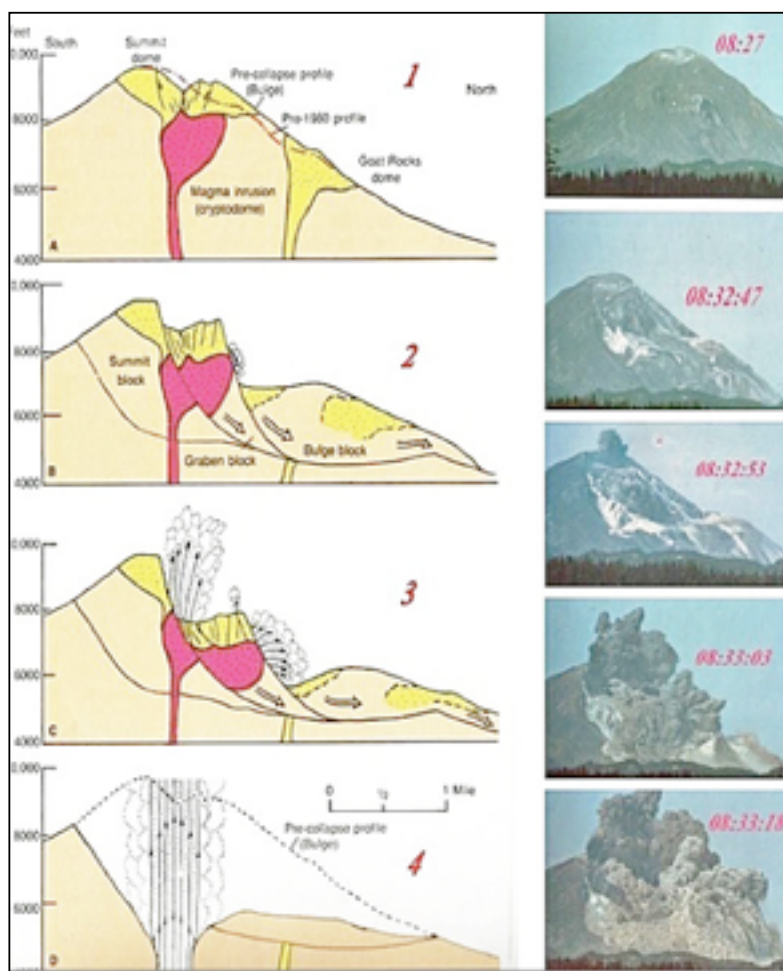


Fig.47 – Schema evolutivo in quattro stadi principali dell' Evento Lateral Blast avvenuto il 18 maggio del 1980 al vulcano St.Helens (U.S.A.). Nelle foto, realizzate da Gary Rosenquist, affiancate allo schema sono riportati tempi nei quali si è attuato l'evento Lateral Blast.

1) alle ore 08:27 del 18 maggio 1980 il fianco settentrionale del vulcano St.Helens è deformato fin dal 20 marzo per la crescita un cripto duomo di magma al suo interno. Il vulcano, alle 08,32, è interessato da un evento sismico di 5,1 magnitudo che determina la divisione in due parti del vulcano.

2) alle ore 08:32:47 inizia il collasso e scioglimento del fianco settentrionale con la formazione di un debris avalanche.

3) alle ore 08:32:53 viene "a giorno" il cripto duomo e con l'accelerazione dell'espansione dei gas inizia il Lateral Blast.

4) alle ore 08:33:03 si osserva l'alta velocità della nube del Lateral Blast con le traiettorie dei blocchi che tendono a coprire l'iniziale debris avalanche.

5) alle ore 08:33:18 il fronte del Lateral Blast è ampiamente sviluppato ed ha ricoperto il debris avalanche. In meno di un minuto questo evento si realizzò e sviluppò. (modificata da Tilling et al., 1984).



Fig.48 – La crescita del duomo, post Lateral Blast, all'interno della caldera del St.Helens. I danni prodotti dall'onda d'urto del lateral Blast sull'antistante foresta – Notare nel cerchio, in basso a destra, il raffronto dimensionale fra gli uomini e gli alberi abbattuti (modificata da Tilling et al., 1984).

Questa tipologia di eruzione esplosiva e la conseguente morfologia vulcanica che ne derivò furono utilizzate per confrontarle con altre esistenti nell'ambito delle aree di vulcanismo Quaternario. Anche se il paragone morfologico può innescare l'ipotesi che nel passato si sia realizzata una siffatta tipologia eruttiva, ciò non deve impedire di ricercare depositi cineritici assimilabili ad un lateral blast. Bisogna ricordare che la fase di lateral blast è caratterizzata dalla diffusione di un'onda d'urto a velocità elevatissima a cui si accompagna una nube di cenere che si diffonderà (i prodotti delle fasi di lateral blast al St.Helens, partendo da Seattle, raggiunsero l'oceano Atlantico) per chilometri quadrati ma fornendo modesti spessori di deposito. Pertanto non sarà facile poter rilevare, per i tempi passati, depositi di cenere associati a fenomenologie esplosive da lateral blast.

Eventi Lahar: Debris flow, Hyperconcentrated flood flow, Diluted flood flow

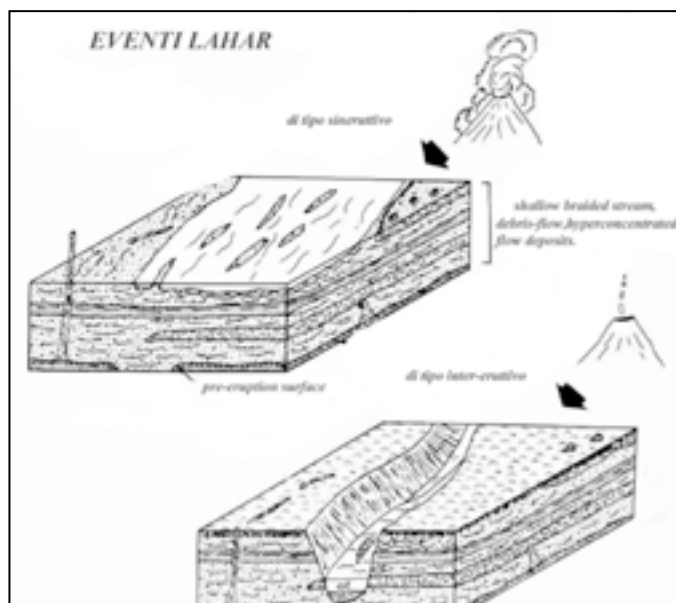


Fig.49 – Eventi Lahar di tipo sin-eruttivo o inter-eruttivo (modificata da Smith, 1981).

Il termine “lahar”, di origine indonesiana, viene, o forse sarebbe meglio dire, è stato usato per indicare un tipo di deposito a matrice prevalente che si genera a seguito di eruzioni esplosive da vulcani al cui interno craterico si erano formati, nella fase di quiescenza, modesti specchi lacustri. Ne consegue che, al momento dell'eruzione esplosiva, si riversa attorno al vulcano un insieme di acqua mista a materiale vulcanico, con granulometria coarse/fine, che va a costituire una fanghiglia. Si definisce l'evento lahar di tipo **sineruttivo**, quando si verifica durante o direttamente in

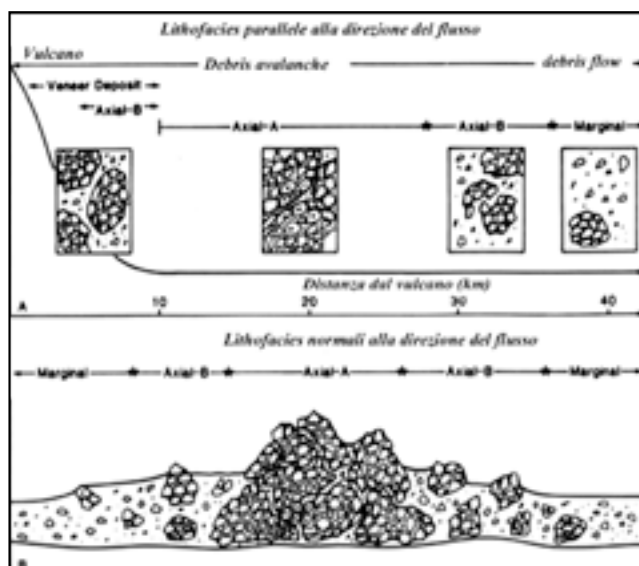


Fig.50 - Distribuzione delle lithofacies ad andamento parallelo o trasversale alla direzione della corrente (modificata da Smith, 1981).

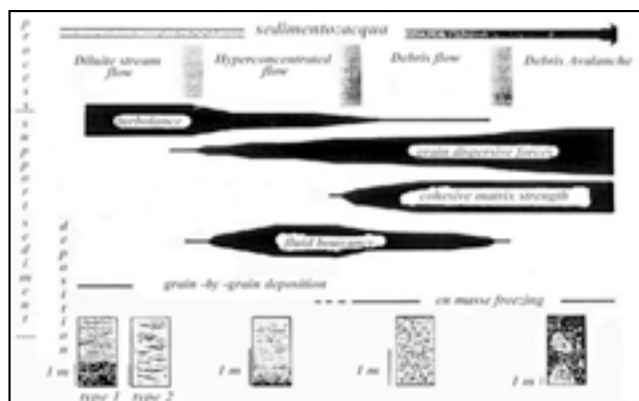


Fig.51 - Rapporto sedimento/acqua: in virtù di questo rapporto si passa da un deposito di tipo Dilute Streamflow ad un Debris Avalanche (modificata da Smith, 1991).

ed il 90% di sedimento. Ne consegue che (fig.51):

- il deposito si definisce DEBRIS FLOW se la fase solida è più del 50% della miscela;
- il deposito assume la dizione HYPERCONCENTRATED FLOOD FLOW se la fase solida rappresenta circa il 40% della miscela.
- il deposito si definisce DILUTED FLOOD FLOW se la fase solida non supera il 20% della totalità della miscela.

Ne consegue che risulta evidente che nel passare da un “debris flow deposit” ad un “flood flow deposit” gli aspetti strutturali e tessiurali cambiano fortemente in quanto di passa da un deposito ad alta densità ad un altro dove le particelle vengono facilmente trasportate secondo un meccanismo di rotolamento, saltazione e sospensione.

Le strutture sedimentarie che si rivelano in questa miscela acqua/sedimento variano da canali di erosione sin-sedimentari alla stratificazione incrociata. Tutti gli elementi presenti (vulcanici e non) sono fortemente arrotondati, a luoghi in forte concentrazione in canali sin-deposizionali.

Questi eventi Lahar spesso avvengono in periodi di quiescenza di un vulcano in

conseguenza di un'eruzione esplosiva. Invece un evento lahar si definisce **intereruttivo ovvero posteruttivo** se si verifica durante le fasi di quiescenza di un vulcano. Questa terminologia indica unicamente il tempo di accadimento ma non tiene presente degli aspetti strutturali dei depositi che si formavano a seguito dell'evento (fig. 49).

In linea generale, i depositi derivati da questi processi rientrano nell'ambito dei prodotti **vulcanoclastici**, termini questi che indicano depositi rimaneggiati costituiti principalmente da frammenti di origine vulcanica. Pertanto il termine depositi **vulcanoclastici** si utilizza in contrapposizione alla dizione depositi **piroclastici** che sta invece ad indicare termini in giacitura primaria derivanti direttamente da un'eruzione a carattere esplosivo.

In una Penrose del 1991 G.A. Smith ed altri autori proposero, per i depositi vulcanoclastici, l'adozione di una terminologia sedimentologica (Lithofacies) usata per i depositi da piene eccezionali (FLOOD) in ambiente fluviale (fig.50). Il sistema proposto è notevolmente semplice avendo agli estremi del sistema il 90% di acqua



Fig.52 – Torre Annunziata (NA) - Eventi Lahar: Lithofacies di lahar inter-eruttivi affioranti in falesia sulla spiaggia di Torre Annunziata (NA); il campione TA10 è un livello piroclastico, in giacitura primaria, relativo all'eruzione del 472 d.C.

seguito a picchi di piovosità di forte intensità e di breve durata; l’evento è maggiormente sviluppato se, in un vulcano attivo o momentaneamente quiescente, l’ultima eruzione è stata di carattere esplosivo ed ha depositato prodotti nelle aree circostanti il vulcano variandone il profilo morfologico; questo tenderà a riequilibrarsi con l’ambiente esterno a seguito di eventi Lahar intereruttivi che causeranno il trasporto e la sedimentazione di materiali clastici che vanno a costituire le differenti lithofacies distribuite in aree perivulcaniche. I depositi (litofacies) di eventi Lahar

possono essere o non essere confinati ed in entrambi i casi sono altamente pericolosi per le aree perivulcaniche. Al Somma–Vesuvio un evento di tal genere è stato registrato fra due eruzioni esplosive: quella del 79 d.C. e quella del 472. In particolare dopo l’eruzione del 79 d.C. il profilo di equilibrio morfologico del vulcano variò fortemente determinando una ripresa dell’erosione dei fianchi dell’apparato, erosione che fu acuita da eventi meteorici di forti intensità (oggi vengono definite bombe d’acqua!).

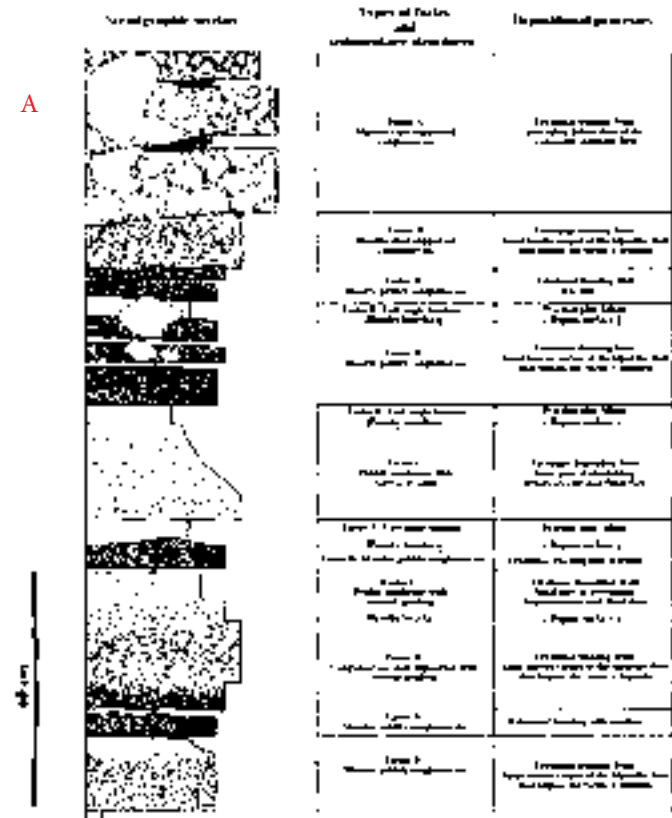


Fig.53 – Torre Annunziata (NA) - Eventi Lahar: Variazioni verticali di lithofacies (A) nei depositi vulcanoclastici del Somma-Vesuvio nella sequenza stratigrafica in località Torre Bassano;

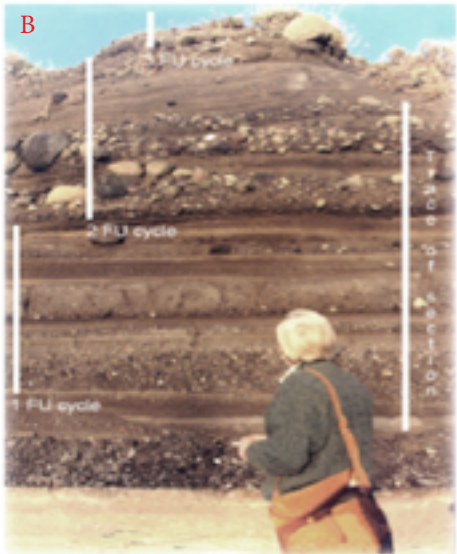


Fig.53 – Torre Annunziata (NA) - Eventi Lahar: schema dettagliato delle strutture sedimentarie rilevate nelle lithofacies (B) (modificata da Lirer et al,2001).

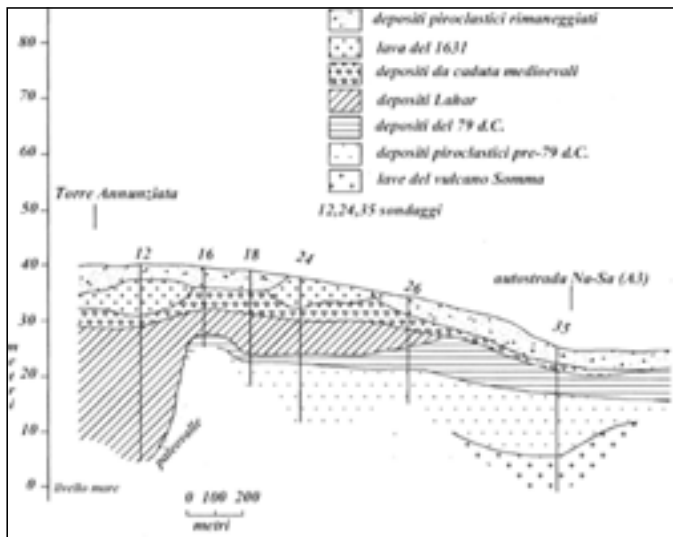


Fig. 54 – Torre Annunziata (NA) - Eventi Lahar Inter - eruttivi: Sequenza stratigrafica, ricostruita da sondaggi, in cui si evidenziano depositi Lahar Intereruttivi che erodono i depositi piroclastici dell'eruzione del 79 d.C. (modificata da Lirer et al, 2001).



Fig. 55 - Episcopo - Sarno (SA). Frana del 5 maggio 1998. Sono stati mobilizzati dall'improvviso e violento evento meteorologico i depositi piroclastici da caduta del Somma-Vesuvio sedimentati negli ultimi 10 Ma. sulle assise sedimentarie del pre-appennino campano.

In conseguenza si generarono depositi, attualmente presenti in falda sia a Torre del Greco (località Torre Bassano) che a Torre Annunziata (fig.52), nei quali sono state individuate cinque litho-facies di deposizione da grossolana a fine che probabilmente rappresentano l'evoluzione della sedimentazione di un gravity flow che orizzontalmente segrega popolazioni di differenti dimensioni (figg.53,54).

Sempre nell'area vesuviana a nord del Somma, le colate di fango verificatesi a Sarno (SA) il 5-6 maggio del 1998 furono conseguenza della mobilitazione dei depositi piroclastici, in gran parte da caduta (attività del Somma-Vesuvio degli ultimi 10 ka) che si erano accumulati sui circostanti contrafforti carbonatici preappenninici (fig.55).

Nel giugno del 1991 nelle Filippine, dopo circa 400 anni di quiete, il vulcano Pinatubo, presso l'isola di Luzon, rientrò in attività esplosiva generando la seconda più grande e violenta eruzione del XX secolo. Grazie alla attenta azione di monitoraggio pre-eruttivo quasi tutti gli abitanti furono evacuati e alla fine dell'eruzione si registrarono soltanto un migliaio di

vittime circa. A seguito di questa eruzione si deposero nell'area vulcanica e perivulcanica quantità ingenti di depositi piroclastici che furono, negli anni successivi, mobilizzati da forti piogge monsoniche che dettero origine alla formazioni di Lahar posteruttivi disposti radialmente che distrussero una serie di villaggi in cui vivevano quasi due milioni di abitanti.

La Tefrostratigrafia e Tefra Markers



Fig.56 - Acerno (SA) - Depositi di tephra (livelli scuri) intercalati a sedimenti argillosi.

La Tefrostratigrafia (dal greco $\theta\epsilon\phi\rho\alpha$ = cenere) è la disciplina che studia i livelli di cenere vulcanica intercalati nelle assise sedimentarie. Nell'ambito del Quaternario (ultimi 2.5 Ma) lo studio di questi depositi risulta molto utile in quanto sia la geochemica della frazione vetrosa sia la componente mineralogica, quando presente, permettono di individuare l'area o il distretto vulcanico di provenienza, anche se la sorgente risulta ubicata a centinaia di chilometri di distanza dalla successione stratigrafica in esame (fig.56).

Alla stregua di tutti gli altri orizzonti stratigrafici, per potersi identificarsi come un livello guida (detto anche "marker"), un deposito di tephra deve presentare un'ampia distribuzione areale e assumere una ben precisa età assoluta in un contesto stratigrafico. I livelli "marker" per eccellenza, quindi, sono quelli che si riferiscono ad eruzioni esplosive di forte magnitudo i cui prodotti sono stati trasportati dai venti

stratosferici per centinaia/migliaia di km.

I costanti affinamenti delle tecniche di datazione assoluta, inoltre, consentono di determinare età precise per i depositi piroclastici nelle aree vulcaniche e, di conseguenza, i depositi di tephra in facies distale ad essi associati assumono il ruolo di marker che consentono correlazioni in un quadro molto ampio di stratigrafia regionale.

Le ricerche sui tephra layers rivestono una notevole importanza in vulcanologia, in petrologia ed anche in altri campi come l'archeologia e l'ecologia.

In generale, non tutti gli ambienti sedimentari sono ugualmente idonei a favorire il reperimento di livelli di tephra in condizioni distali. Se la sedimentazione di questi livelli di pochi centimetri di materiale molto fine, infatti, avviene in ambiente subacqueo (mare, laghi), la loro conservazione viene assicurata dalla sovrapposizione di sedimenti clastici di origine sedimentaria. La natura argillosa dei sedimenti che caratterizzano questi ambiti favorisce la conservazione dei livelli di vetro vulcanico (fig.56), in quanto i depositi argillosi creano uno strato pressoché impermeabile all'acqua che va a tamponare il vetro, isolandolo dall'alterazione.

Un altro ambito estremamente conservativo per i depositi di tephra è quello rappresentato dai ghiacciai; infatti in questo caso è la distesa regionale dei ghiac-



Fig.57 – Il livello di tefra "Marker AS", proveniente dall'area vulcanica campana, è un orizzonte piroclastico distale in fiorimento a Marina di Ascea (SA), a circa 150 km dall'area sorgente (da Marciano et al., 2008).

ciali (come si rinviene nel Canada) che, inglobando i sottili frammenti piroclastici, ne previene l'erosione e il dilavamento. In ambiente subaereo, al contrario, le condizioni raramente sono tali da preservare sottili spessori di tephra in situazioni molto distali, in quanto è favorita l'erosione meccanica da parte degli agenti esogeni e, soprattutto nei nostri climi, la matrice vetrosa dei frammenti tende ad alterarsi chimicamente trasformandosi in minerali argillosi, favorendo, in tal modo, la pedogenesi (fig.57).

In queste situazioni, molte volte, la presenza di un livello di tephra viene rivelata soltanto dal rinvenimento di cristalli di natura vulcanica (es. sanidino, leucite) che, essendo più resistenti del vetro all'alterazione, sopravvivono come scheletro cristallino nel sedimento argilloso. I metodi più comunemente usati per datare gli ash layers del Quaternario sono tre: le Tracce di Fissione, il K/Ar (e la sua variante $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) e il ^{14}C . I primi due utilizzano i minerali potassici di segregazione magmatica presenti nei frammenti juvenili e consentono, pertanto, di determinare direttamente l'età dell'evento eruttivo, ma possono fornire età discordanti per la presenza di xenocristalli presenti nei frammenti vetrosi. Il terzo metodo fornisce una datazione indiretta in quanto esso data i frustoli carboniosi estratti dai paleosuoli (che potrebbero essere in parte contaminati), su cui giacciono i prodotti piroclastici in giacitura primaria. Il metodo ^{14}C può anche essere applicato, nelle successioni marine, per datare gli scheletri carbonatici dei microfossili presenti nei depositi argillosi sottostanti il livello di tephra. Il metodo delle Tracce di Fissione su cristalli di zircone consente di datare depositi più antichi di 100.000 anni; il K/Ar e la sua recente variante $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ coprono una finestra temporale molto ampia (dall'attuale ad alcuni Ma), ma la loro precisione dipende dal tipo di minerale su cui la determinazione viene effettuata, come cristalli di sanidino, plagioclasio, biotite. Alla Tefrocronologia si associa la Magnetostratigrafia che studia le variazioni di polarità, rispetto al polo magnetico, dei prodotti che costituiscono le sequenze sedimentarie in cui possono essere presenti ash layers. Negli ultimi 5 milioni di anni si sono evidenziati molteplici eventi di inversione di polarità che sono raggruppati in epoche denominate: Gilbert, Gauss, Matuyama, Brunhes.

In alcune successioni, allo studio dei tefra, si associa anche la biostratigrafia dei sedimenti clastici, che consiste nel definire quali specie di organismi unicellulari marini (es. foraminiferi) sono presenti nei sedimenti di mare profondo. Lo studio contemporaneo di diversi aspetti delle sequenze contenenti depositi di tephra (approccio multi-proxy) consente un dettaglio stratigrafico notevole, che porta alla definizione di "tefrostratotipi", cioè successioni stratigrafiche di depositi di tephra che sono caratteristici

di una determinata epoca in una ben definita area.

Il riconoscimento di un ash layer avviene attraverso tecniche mineralogiche e geochemiche a cui si associano aspetti morfoscopici e dimensionali dei frammenti juvenili (fig. 58). La geochemica degli elementi maggiori viene determinata con tecniche di microanalisi (EMPA) su singoli frammenti di vetro, tecniche che consentono di analizzare, in maniera puntuale, anche frammenti di dimensioni dell'ordine dei micron. Tecniche analoghe vengono oggi comunemente utilizzate anche

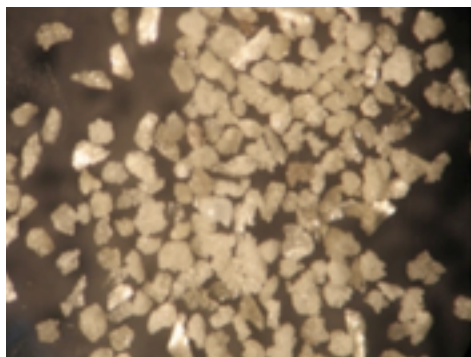


Fig.58 – Frammenti vetrosi di un livello di tephra da un carotaggio ubicato nel Mar Tirreno.

per valutare il contenuto di elementi in tracce e volatili (Microsonda Ionica, Spettroscopia Raman). La valutazione degli elementi in tracce, e in particolar modo di quelli appartenenti al gruppo delle Terre Rare, è di vitale importanza, in quanto essi possono resistere ai processi di alterazione dovuti all'idratazione dei vetri che spesso portano alla lisciviazione di alcuni elementi maggiori. Gli ossidi di Fe e Ti, se presenti, possono fornire indicazioni sulle condizioni di cristallizzazione dei fusi; purtroppo questi ossidi sono scarsamente rappresentativi nei prodotti piroclastici alcalini, quali sono quelli della area campano-laziale. Nell'ambito di ricerche su questi depositi, rinvenuti in sedimenti a partire dal limite cronologico Plio-Pleistocene, si sono identificati, in differenti regioni del globo, ash layers dovuti ad intense attività a carattere esplosivo le cui magnitudo hanno permesso una diffusione che attualmente copre migliaia di chilometri quadrati. In numerose aree del globo si sono effettuate ricerche di tefrostratigrafia, anche se chiaramente la maggior parte sono incentrate nelle aree di vulcanismo attivo o recente, quali, ad es., il Mediterraneo, l'Islanda, la Nuova Zelanda, il Giappone.

Le ricerche sui depositi di tephra islandesi di Thorarinsson, congiuntamente a quelle archeologiche e palinologiche hanno consentito di stabilire, ad esempio, una stretta correlazione stratigrafica fra il continente europeo e la Groenlandia. Anche negli Stati Uniti occidentali è stata identificata, nell'ambito del Quaternario, una sequenza di ash layers riferibili all'eruzioni del Bishop ash, del Manzama ash, del St. Helens layer, e del Katmai ash. Le correlazioni stratigrafiche, congiuntamente alle analisi polliniche, hanno permesso la ricostruzione di processi geologici come la deforestazione e la fine dell'ultima glaciazione.



Fig.59 – Quadro generale dei vulcani attivi in Italia durante il Quaternario.

negli Stati Uniti occidentali è stata identificata, nell'ambito del Quaternario, una sequenza di ash layers riferibili all'eruzioni del Bishop ash, del Manzama ash, del St. Helens layer, e del Katmai ash. Le correlazioni stratigrafiche, congiuntamente alle analisi polliniche, hanno permesso la ricostruzione di processi geologici come la deforestazione e la fine dell'ultima glaciazione.

La penisola italiana rappresenta un'area di elezione per le ricerche di tipo tefrostratigrafico, in quanto in tutto l'arco del Pleistocene, si è verificata attività vulcanica esplosiva i cui centri sono ubicati lungo tutto il margine tirrenico, a partire dalla Toscana fino alla Campania. Sede di vulcanismo attivo sono, tuttora, le isole Eolie e l'Etna in Sicilia (figg. 59, 60).

Le successioni di depositi di mare profondo carotate nel Tirreno, nello Ionio e nell'Adriatico rappresentano dei record

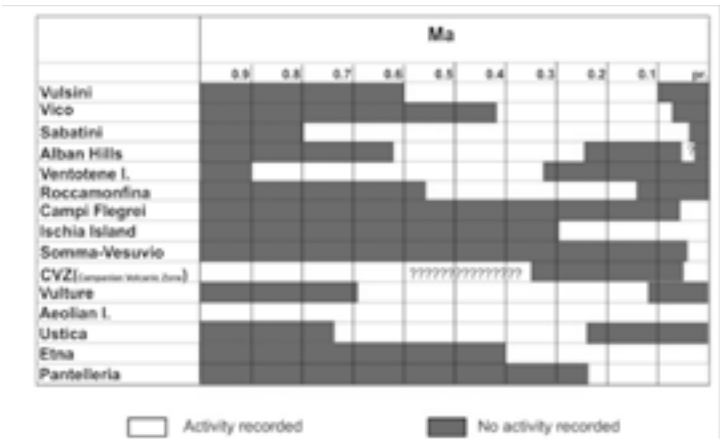


Fig.60 – Cronogramma dell'attività vulcanica in Italia nell'ultimo Ma.



Fig.61 – Ubicazione dei principali bacini intramontani di età quaternaria nell'Appennino Meridionale (modificata da Munno e Petrosino, 2007).

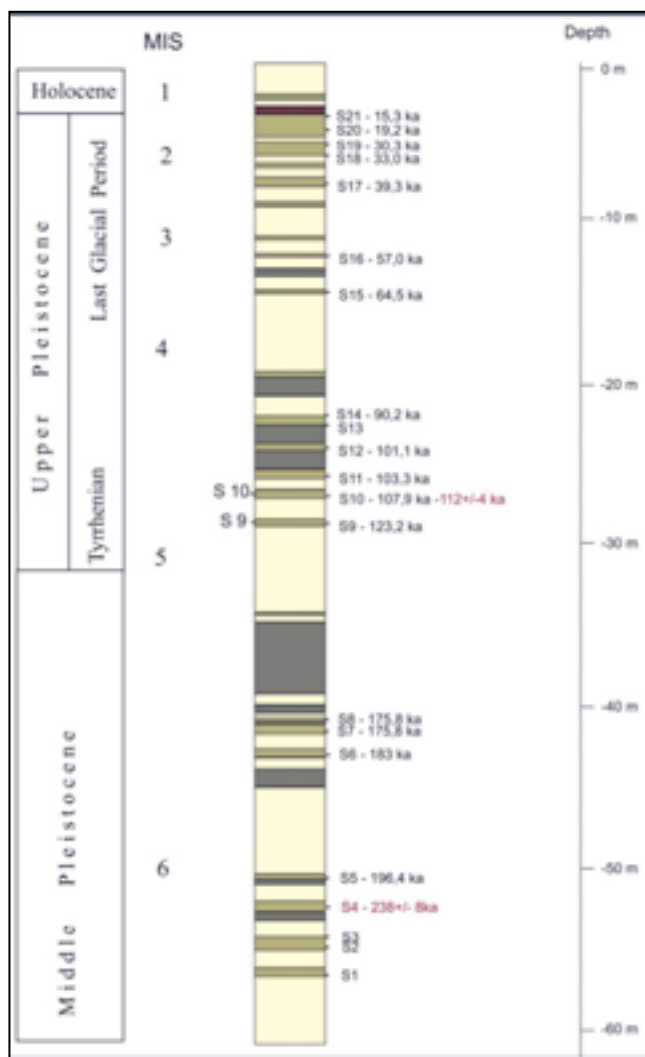


Fig.62 – Record tefrostratigrafico del Bacino di San Gregorio Magno (modificata da Munno e Petrosino, 2007).

sedimentari ricchissimi di livelli che rimandano a eruzioni esplosive. Grazie a queste successioni distali è possibile ritracciare la dispersione dei prodotti di numerose eruzioni (es. quella del 79 d.C.) e affinare la conoscenza dei loro volumi ed areali di distribuzione.

Altri record molto validi per gli studi di carattere tefrostratigrafico sono rappresentati dai bacini lacustri. In Italia meridionale, nel Pleistocene a seguito dell'apertura del Tirreno, si sono sviluppati molteplici ampi bacini lacustri di origine tettonica studiati

magistralmente da De Lorenzo autore di monografie riguardanti i grandi laghi pleistocenici che erano presenti alle falde del Vulture, del Cervati e in altre località dell'Italia meridionale (fig. 61).

In questi laghi si sono sedimentati, intercalati fra depositi argillosi, ash layers che prevengono dalla intensa attività vulcanica a carattere esplosivo dei vulcani italiani attivi negli ultimo milione di anni, a partire dall'area tosco-laziale alla Campania e fino all'Etna ed Iblei. A seguito dello svuotamento di questi bacini si sono realizzate ampie distese pianeggianti talvolta solcate da corsi d'acqua. In alcuni casi l'erosione ha lasciato esposte sequenze sedimentarie che sono da sempre oggetto di studio interdisciplinari mirati alla ricostruzione paleo ambientale di queste aree (fig.62). Il Vallo di Diano, ad esempio, in Campania rappresenta una di queste aree, che si estende per circa 30 km in direzione SE ed è solcata dal fiume Tanagro. Nella parte centro meridionale del bacino è stato eseguito un sondaggio a carotaggio continuo

di 207 m. In questa sequenza, per uno spessore di 120 metri, si sono rinvenuti ben 14 ash layers costituiti da frammenti pomicei e cristallini; su uno solo di essi (Tp141,96) è stata ottenuta una età assoluta di 596 ka ritenuta valida, mentre tentativi fatti su altri livelli non hanno sortito età valide. Le composizioni chimiche dei vetri estratti dagli ash layers presenti nel sondaggio cadono nel campo delle rocce leucitiche ed in quello trachitico, campo nel quale cade il livello Tp141,96. Considerazioni fatte sui minerali presenti (sfene) nelle glass shard di questo livello hanno fatto ipotizzare una provenienza dal distretto vulcanico dei Sabatini dell'area tosco-laziale. La sequenza sedimentaria del vallo di Diano è stata così attribuita al Pleistocene Medio e questo risultato è stato anche confortato da analisi polliniche che hanno permesso di individuare la successione come risalente al MIS13 (Marine Isotope Stage 13).

Uno studio analogo è stato compiuto sul Bacino di San Gregorio Magno (o Pantano di Ricigliano), limitrofo al Vallo di Diano. Il bacino lacustre è stato sede di un lago fino alla fine del secolo XIX, quando poi si è provveduto alla sua bonifica deviandone le acque verso il Torrente Bianco, un affluente del Calore salernitano.

Un sondaggio, lungo 60 m (fig.62), effettuato all'interno della successione lacustre ha permesso di mettere in evidenza la presenza di almeno venti livelli sabbiosi di origine vulcanica intercalati nella successione di sedimenti lacustri. Il più recente di essi è stato correlato con l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, un evento fortemente esplosivo verificatosi ai Campi Flegrei circa 15 ka dall'attuale. Il livello più profondo reperito all'interno della successione è più antico di 230 ka, che rappresenta l'età ottenuta su un orizzonte piroclastico reperito a circa 4 m dalla base del sondaggio. Per molti degli altri livelli di tefra è stato possibile trovare un corrispondente prossimale, individuando l'area sorgente (Somma-Vesuvio, Ischia, Campi Flegrei) e, in molti casi, anche l'evento esplosivo che li aveva messi in posto. In particolare, è stato possibile individuare nella successione alcuni livelli marker ampiamente diffusi nell'area mediterranea, come il livello Y-5, che rimanda all'eruzione dell'Ignimbrite Campana, datata 40 ka, o il livello noto come X-6, anche esso di provenienza campana, la cui età è stata recentemente determinata come 113+/-4 ka.

Il record tefrostratigrafico più completo, soprattutto per quanto riguarda l'attività dei vulcani campani, è rappresentato da sequenze lacustri di un lago di origine differente. Si tratta delle sequenze carotate nel Lago Grande di Monticchio, un lago che occupa un maar all'interno dell'apparato vulcanico del Vulture, ubicato nell'area di Melfi in Basilicata. I sedimenti del Lago di Monticchio, anch'essi oggetto negli ultimi anni di una serie di perforazioni, sono l'archivio più completo di livelli piroclastici degli ultimi 130 ka. Il lago, infatti, occupa un cratere vulcanico che rimanda ad un'eruzione verificatasi al Vulture proprio 130 ka dall'attuale. Le sequenze contengono almeno 70 livelli di tefra, tra i quali sono stati riconosciuti quelli che rimandano ai principali eventi del Somma-Vesuvio (eruzione del 472 d.C., eruzione di Avellino, eruzione delle Pomici Basali etc.), dei Campi Flegrei (Monte Spina, Pomici Principali, Tufo Giallo Napoletano), dell'Isola d'Ischia e livelli marker significativi quali l'Y-5 e X-6.

Studi di tefrostratigrafia vengono anche utilizzati per le ricostruzioni geoarcheologiche, in ambienti nei quali si sia avuta la possibilità di conservare dei livelli piroclastici. Un esempio è lo studio effettuato sui tefra distali nell'area di Posidonia-Paestum, grazie al quale si è potuto ricostruire l'andamento della linea di costa

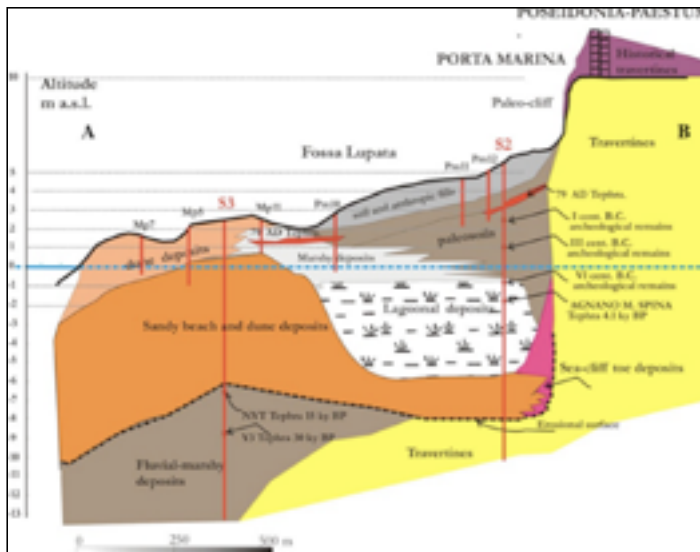


Fig. 63 – Ricostruzione della stratigrafia nell'area antistante gli scavi di Paestum (S2, S3: sondaggi) (modificata da Amato et al., 2012).

nell'area di Paestum negli ultimi 35 ka dall'attuale. La presenza di alcuni livelli di depositi di tefra distali in due sondaggi effettuati nell'area di Porta Marina ha contribuito, infatti, alla ricostruzione paleoambientale in un'area molto complessa, nella quale si erano alternate fasi continentali con deposizione di travertini con fasi di transizione, a sedimentazione di tipo lagunare con ancora fasi di spiaggia. L'individuazione dei depositi di tefra distali dell'eruzione del Somma-Vesuvio del 79 d.C., dell'eruzione di Monte Spina e

Un vulcanologo in un'area di vulcanismo attivo: Pericolosità e Rischio

Nelle aree di vulcanismo attivo la conoscenza della storia di un vulcano, della sua età assoluta, della sua ciclicità, dei suoi periodi di ritorno sono parametri importanti per definirne la Pericolosità vulcanica.

Dall'analisi stratigrafica dei prodotti emessi dal vulcano nel tempo si possono dedurre: le tipologie delle attività, i rapporti tra i periodi di attività effusiva con quelli di attività esplosiva ed i tempi assoluti, se l'attività sia stata e per quanto tempo a condotto aperto ovvero da quanto tempo il condotto risulti completamente ostruito.

La stratigrafia di un vulcano attivo va ricostruita sia nelle zone prossimali che in quelle distali. Nelle zone prossimali risulta alquanto difficile rinvenire i prodotti dell'attività iniziale, risultando evidente che a ridosso del vulcano affiorano i prodotti più recenti che ricoprono i fianchi dell'apparato. L'attività di carattere esplosivo più antica si potrà eventualmente osservare nei pianori che circondano il vulcano in cui la presenza di cave, da cui si estraggono i prodotti piroclastici per i cementi, può fornire sequenze stratigrafiche valide in un quadro generale di ricostruzione della storia del vulcano. In alcuni casi è possibile, nelle aree perivulcaniche, desumere conoscenze stratigrafiche utili anche da sondaggi a carotaggio continuo effettuati per fini applicativi.

Per quanto concerne i depositi da flusso piroclastico nelle aree prossimali, questi sono ben esposti, almeno quelli più recenti, lungo i valloni che si sviluppano sui fianchi dell'apparato ed anche nelle zone pianeggianti che circondano il vulcano.

Nelle aree distali, oltre 15/20 km dalla sorgente, invece si rinvenengono unicamente

prodotti piroclastici da caduta ben selezionati e costituiti da strati di pomici e/o di scorie a luoghi separati da paleosuoli.

La ricostruzione stratigrafica dei prodotti di un vulcano attivo fornisce le età relative a cui bisogna affiancare quelle assolute per meglio definirne la durata e la ciclicità.

Dell'attività esplosiva da colonna sostenuta si può procedere con la ricostruzione della distribuzione dei prodotti al fine di constatare se l'asse di dispersione, sia durante un'eruzione sia fra tutte le eruzioni studiabili, abbia mantenuto costante la direzione di diffusione dei prodotti da caduta. Il risultato potrà fornire unicamente considerazioni di tipo statistico! **Non lo si può assumere come probabilità di distribuzione di una futura eruzione, in quanto, per lo stesso vulcano, ogni eruzione mostrerà la sua storia preruttiva ed eruttiva!**

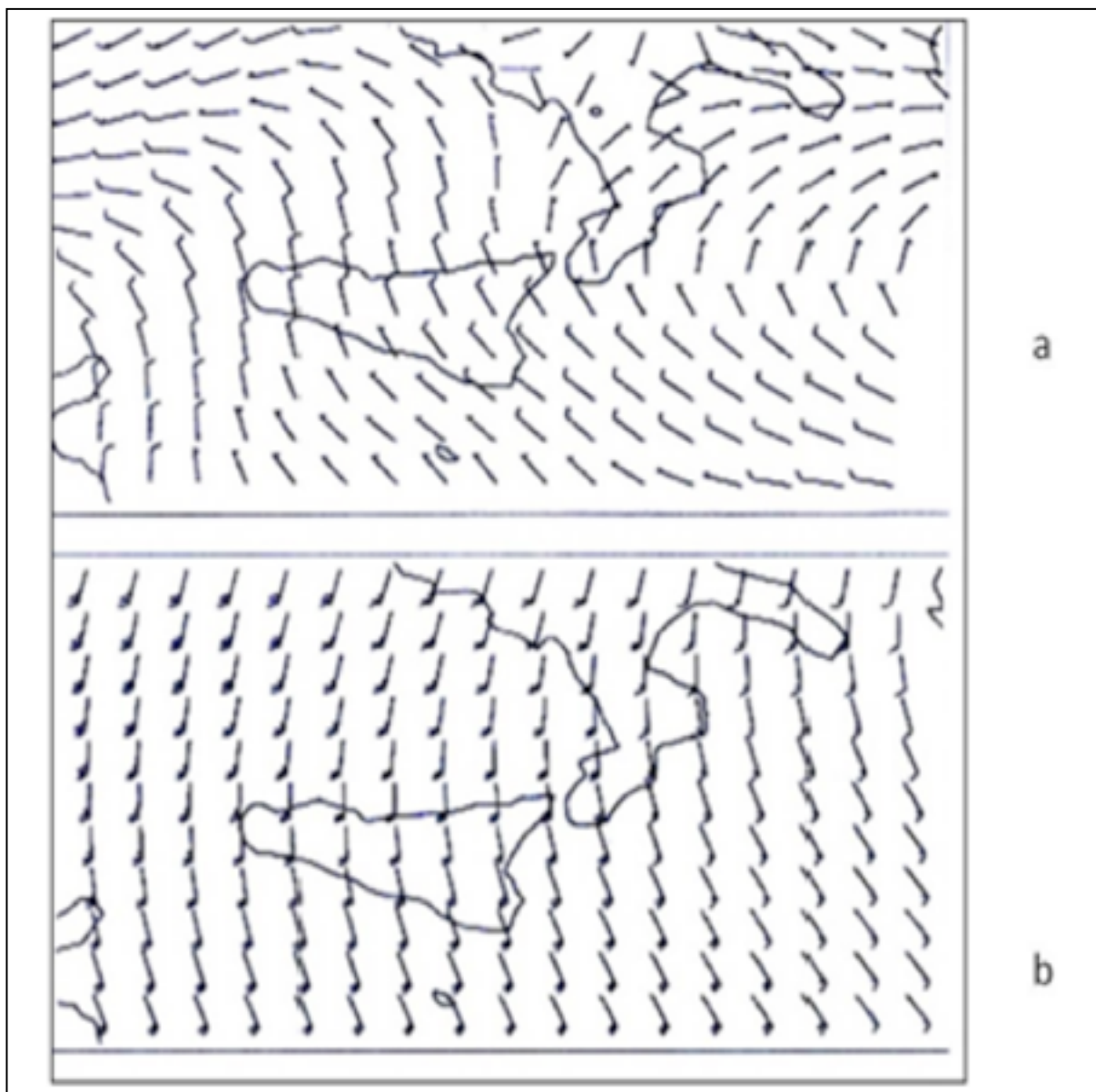


Fig.64 - Campi di vento nelle regioni dell'Italia meridionale: (a) Livello di quota 500 hPa (circa 5 km);(b) Livello di quota 100 hPa (circa 16 km). La direzione del vento è orientata nel punto di applicazione del vettore.

Altro aspetto che si deve rilevare, nello studio di una attività esplosiva di un vulcano attivo, è la distribuzione dei prodotti derivanti dal collasso della colonna eruttiva a seguito del quale si sono messi in posto lungo i fianchi del vulcano depositi da corrente piroclastica; è inoltre rilevante constatare se questa dinamica sia una costante delle eruzioni nel tempo ovvero un evento casuale legato ad una sola eruzione.

Questo tipo di analisi di un vulcano attivo permette di definire la **Previsione a lungo termine** che si basa sull'acquisizione dettagliata della ciclicità e delle tipologie eruttive ad essa associata. In un vulcano attivo invece la **Previsione a breve termine** è esclusivo compito delle metodologie¹⁷ di sorveglianza (raccolta di dati sia geochimici che geofisici) che tengono sotto controllo in continuo (H24) il vulcano.

Nelle aree di vulcanismo attivo è indispensabile inoltre conoscere l'utilizzo, per la possibile simulazione della dispersione di piroclasti, di metodologie che tengano conto dei campi di vento agenti in una vasta area non inferiore alle centinaia di kmq. L'utilizzo di una metodologia di simulazione permette, nella previsione a tempi brevi, di salvaguardare, ad esempio, le rotte aeree per un'attività esplosiva generata nel Mediterraneo da Etna e Stromboli (fig.64).

Nella previsione a tempi lunghi invece questa metodologia permette di definire meglio la cartografia da pericolosità vulcanica nelle aree di vulcanismo attivo.

Nelle aree di vulcanismo attivo la definizione di **Pericolosità Vulcanica** dipende dalle zone in cui si opera.

Se si opera su un **vulcano centrale** risulta importante acquisire se, al momento, il condotto sia ostruito, da quanto tempo, (come il Somma Vesuvio) ovvero aperto (come l'Etna e lo Stromboli). Se il vulcano attivo presenta il condotto ostruito la eventuale ripresa sarà sicuramente a carattere esplosivo, se invece il condotto è aperto si ipotizza il verificarsi di attività esplosiva di bassa energia mista a quella effusiva. Nel caso di condotto ostruito sarà indispensabile acquisire dati sull'attività sismica, bradisismica e sulla localizzazione di campi fumarolici come anche sull'età (storica ovvero recente) dell'ultima eruzione ed inoltre sulla tipologia dell'attività più ricorrente negli ultimi 5 ka. Nel caso di un vulcano centrale a condotto aperto, bisogna controllare: lo stato deformativo dei fianchi che potrebbero essere sede di nuove eruzioni; sono da verificare inoltre: le tipologie di eruzioni recenti e storiche (lateral, terminali, da fratture alla base del cono), la localizzazione epicentrale dell'attività sismica, la presenza di allineamenti di coni di scorie che potrebbero mascherare fratture alla base del cono ovvero lungo i fianchi.

Se invece si opera in un **campo vulcanico** (come Ischia e Campi Flegrei) risulta utile rilevare la localizzazione di campi fumarolici e fratture connesse, la definizione di recenti fenomeni bradisismici, la localizzazione epicentrale dell'attività sismica, l'età dell'attività storica ovvero recente dell'ultima eruzione e la tipologia dell'attività esplosiva più ricorrente negli ultimi 2 ka.

¹⁷ Puff è un modello numerico di dispersione di ash sviluppato per simulare la distribuzione di plumes vulcanici. Questo è uno dei software, basati su modelli predittivi, che sono utilizzati come risposta di emergenza durante un'eruzione, al fine di prevedere rapidamente la posizione dell'ash cloud nell'immediato futuro. Alcuni modelli numerici focalizzano l'attenzione sulla **sedimentazione (settling) dei prodotti** piroclastici eruttati secondo l'azione del campo di vento agente (Carey e Sigurdsson, 1982; Carey e Sparks, 1986; Bursik et al., 1992; Bonadonna et al., 1998). Altri modelli numerici, ancora, considerano i percorsi delle **particelle di ash in un sistema di riferimento** lagrangiano (Searcy et al., 1998). Esistono, infine, modelli numerici basati **sull'effetto della diffusione turbolenta** dell'atmosfera e trasporto da parte del vento (Bonadonna et al., 2002).

Un rilevamento in tal senso deve essere riportato in una cartografia tematica al fine di permettere agli Enti Locali di redigere un Piano Regolatore che, tenendo conto della cartografia di pericolosità prodotta, eviti insediamenti industriali o abitativi in aree che potrebbero essere sedi, anche secondarie, di attività vulcanica. L'aggiornamento della cartografia deve essere opera degli Enti Locali che hanno il controllo della distribuzione del costruito sul territorio. Nelle aree di vulcanismo attivo la realizzazione di una cartografia da **Rischio Vulcanico** si ottiene in prima istanza dalla sovrapposizione dell'urbanizzato sulla cartografia della Pericolosità.

Sarà necessario operare con una cartografia dell'urbanizzato a scala 1:1000 per definire in dettaglio la tipologia e l'età del costruito distinguendo le civili abitazioni da altre adibite a differenti funzioni (scuole, enti locali etc.).

Nelle aree di vulcanismo attivo l'intensa urbanizzazione determina non pochi

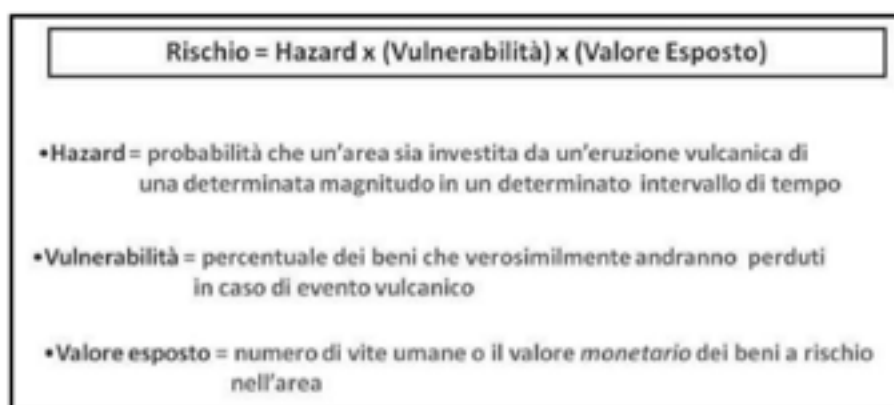


Fig.65 - Rapporto tra Pericolosità, Vulnerabilità e Valore Esposto.

problemi alla acquisizione dei dati necessari per la definizione della Pericolosità (a breve termine come a lungo termine) sia alla conseguente valutazione del Rischio vulcanico (fig.65).

Le **fasi di emergenza vulcanica** necessitano di strumenti di programmazione territoriale che debbono rispondere a precise azioni, conseguenza queste di attente riflessioni che hanno condotto all'adozione di adeguate e non improvvisate metodologie per la definizione della **Pericolosità** delle aree vulcaniche attive nel momento in cui il sistema vulcanico è in condizioni di stand-by. L'utilizzo di metodologie adeguate potrebbe richiedere, durante le fasi di emergenza, correzioni "ad hoc" che gli operatori provvederanno ad apportare con adeguamento alla realtà del caso.

Nella Regione Campania, come è noto, le aree di vulcanismo attivo sono: il Somma-Vesuvio, i Campi Flegrei e l'isola d'Ischia. La prima constatazione che risalta è rappresentata dalle differenti condizioni strutturali delle tre aree: un Vulcano Centrale e due Campi Vulcanici. Attualmente le tre aree sono in una fase di quiescenza e quindi in condizioni di momentanea quiete vulcanica che potrebbe preludere a una ripresa dell'attività attraverso nuovi segnali (sismici, geochimici, deformativi, etc.) che vengono raccolti H24 dalla struttura di sorveglianza che osserva costantemente "il rumore di fondo" delle tre zone al fine di poter apprezzare meglio quando significative variazioni testimoniano l'allontanamento del sistema dalle condizioni di stand-by.

Al fine di predisporre per quest'area vulcanica complessa una adeguata car-

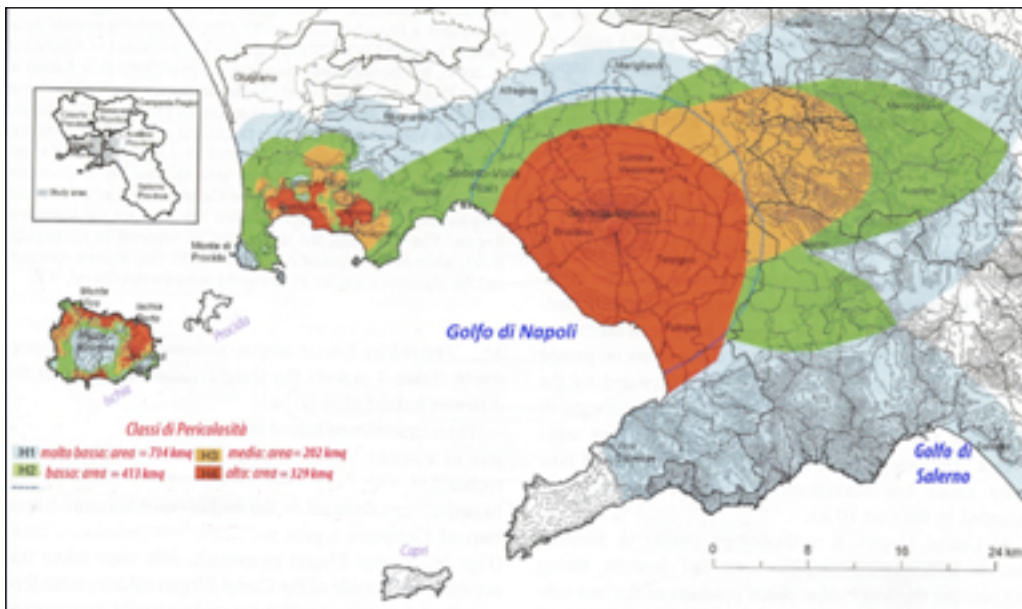


Fig.66 - Mappa della Pericolosità vulcanica dell'area campana (modificata da Lirer et al.,2010).

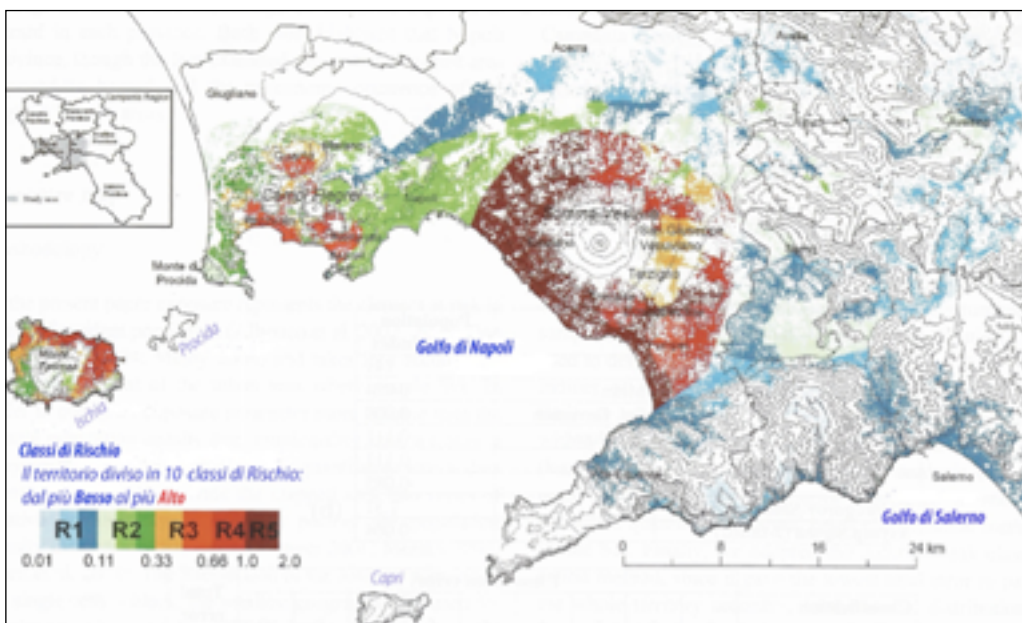


Fig.67- Mappa del Rischio Vulcanico nell'area di vulcanismo attivo della Campania (modificata da Lirer et al.,2010).

tografia di Pericolosità e Rischio è stata considerata unicamente la possibile ripresa dell'attività esplosiva con formazioni di prodotti da caduta e da flusso. Ne consegue che sono state sviluppate simulazioni per la realizzazione delle relative mappe di Pericolosità (fig.66) e di Rischio (fig.67) che hanno considerato, come **Valore Esposto**, la popolazione residente e presente e l'estensione delle aree urbanizzate, ritenendo che a scala regionale essi possano rappresentare un idoneo indicatore per il Valore Esposto.

Le mappe ottenute, attraverso l'utilizzo del software ArcGis 9.1. per la molteplice sorgente vulcanica campana rappresentano uno strumento che potrà essere costan-

temente aggiornato e migliorato utilizzando il progresso delle conoscenze scientifiche che si produrranno per le attività di queste tre aree vulcaniche attive (vedi Appendice 3).

Nel 2014 per la definizione della Pericolosità in aree vulcaniche è stata proposta una struttura ad albero: HASSET (Hazard Assessment Event Tree) che si basa sull'utilizzo dell'Inferenza Bayesiana¹⁸. HASSET è stato presentato come un free-software che si applica in un Quantum Gis

In entrambe le metodologie sembra evidente che l'utilizzo di un software adeguato debba essere ampiamente considerato al fine di evitare di utilizzare nelle fasi di emergenza approcci improvvisati e non basati su dati statistici e scientifici.

Inoltre nelle aree di vulcanismo attivo, nell'ambito provinciale/regionale, sarà necessario individuare zone intercomunali, lontane dalla area ad elevata pericolosità, da attrezzare con sottoservizi per utilizzarle eventualmente a seguito di una qualunque emergenza da fenomeni naturali in ambito regionale. Sarà sempre meglio prevenire che soccorrere, improvvisando sistemazioni, dopo un evento naturale che può arrecare danni non solo materiali ma anche psicologici alla popolazione esposta al rischio!

Infine sembra opportuno richiamare l'attenzione del lettore su questa considerazione: un'eruzione vulcanica, specialmente a carattere esplosivo, è sempre preceduta da una serie di prodromi fra i quali quelli sismici. Questi eventi sismici (terremoti) hanno caratteristiche ben definite (intensità e magnitudo) in quanto la profondità ipocentrale del rilascio di energia è soltanto a pochi chilometri dalla superficie; ne consegue che l'area interessata dall'evento sismico assume, in superficie, una distribuzione circolare limitata all'area vulcanica. Il patrimonio costruito esistente in quest'area potrà subire effetti/danni dall'attività sismica pre-eruttiva, con conseguenze anche sulla stabilità della viabilità ordinaria e delle strade ferrate esistenti nell'area perivulcanica. Questa evidenza potrebbe avere conseguenze sul Piano di Evacuazione predisposto dalla Protezione Civile, Piano che dovrebbe fortemente considerare, in una fase di impostazione, le caratteristiche strutturali e l'età del patrimonio costruito esistente lungo "la viabilità di fuga". Questo per evitare che in fase pre-eruttiva si possa vanificare quanto predisposto nel Piano di Evacuazione per l'allontanamento della popolazione dal pericolo.

La mitigazione del Rischio Vulcanico e più in generale del Rischio Ambientale comporta l'adozione di decisioni definite da un insieme di esperti del territorio (geologi, ingegneri, architetti, medici, sociologi), decisioni che dovranno essere recepite dagli amministratori di Enti pubblici e messe in essere, in caso di emergenza, dalla Protezione Civile.

Valutazioni di impatto in aree vulcaniche: Somma-Vesuvio e Campi Flegrei (G. Zuccaro e D. De Gregorio)

L'area metropolitana sviluppatasi intorno alla città di Napoli ospita al suo interno due sistemi vulcanici attivi, il Somma-Vesuvio ed i Campi Flegrei, la cui storia geo-

¹⁸ L'Inferenza Bayesiana è un approccio alla teoria della probabilità in cui le probabilità sono interpretate come livelli di fiducia soggettivi per il verificarsi di un dato evento. Si ritiene inoltre che l'inferenza bayesiana costituisca la base più logica per discriminare tra differenti ipotesi alternative. Tramite tale approccio si usa associare un valore numerico al grado di fiducia di quella stessa ipotesi successivamente all'osservazione dei dati.

logica consente di ritenere che essi possano produrre ancora, nel futuro, eruzioni di tipo esplosivo. La pericolosità dei due vulcani, l'alto valore esposto dell'area urbana, che ospita circa tre milioni di persone, e la elevata vulnerabilità fanno del territorio partenopeo una delle zone a più alto rischio vulcanico del mondo. La necessità di pianificazione territoriale e di individuazione delle strategie per la gestione delle possibili emergenze ha generato, nel corso degli anni, un crescente interesse alla valutazione dei possibili danni indotti dalle eruzioni in quest'area.

Obiettivo di questo capitolo è la presentazione di alcune metodologie di valutazione probabilistica dell'impatto prodotto da eruzioni vulcaniche, allo scopo di indirizzare le strategie di pianificazione, la gestione dell'emergenza e possibili misure di mitigazione del rischio.

Tra le molteplici fenomenologie prodotte da un'eruzione vulcanica, tre, in particolare, interessano la pianificazione di emergenza: gli eventi sismici, la caduta di cenere e i flussi piroclastici. Di questi, l'ultimo, il più devastante, prevede un'unica strategia di mitigazione, l'evacuazione preventiva della popolazione dalle aree esposte al pericolo di invasione. Questo riduce l'interesse, da parte dei pianificatori, per la valutazione dei danni indotti dai flussi, a vantaggio della valutazione della pericolosità e della previsione di "run out" del flusso stesso.

Il presente capitolo, pertanto, si occupa di descrivere, più nel dettaglio, valutazioni di danno agli edifici ed alla rete viaria prodotti da terremoti e caduta di cenere, pur riportando, per completezza, una possibile metodologia di stima dei danni indotti dai flussi piroclastici.

Analisi di rischio e di scenario

Una efficace pianificazione e programmazione nella gestione degli effetti delle eruzioni vulcaniche sulle aree urbane comporta la necessità di valutazioni preliminari di questi effetti sul territorio. In ragione dei diversi obiettivi, è possibile distinguere due diversi tipi di valutazioni, fondate su analisi di rischio e analisi di scenario.

Il **rischio** è la probabilità che un livello prefissato di danno (su persone, edifici, infrastrutture, economia, etc.) causato da eventi vulcanici si attinga entro un dato periodo di tempo, in una certa area geografica. Pertanto, il rischio va inteso come una valutazione cumulativa, che mette in conto i danni potenziali complessivi che nella medesima area possono essere generati da eventi diversi in un arco temporale prefissato. Lo **scenario**, invece, rappresenta la distribuzione probabilistica, in una certa area geografica, del danno indotto da un singolo evento vulcanico con probabilità di accadimento assegnata (assunto come scenario di riferimento). Sia nelle analisi di rischio che in quelle di scenario, entrano in gioco tre variabili aleatorie (Unesco, 1972, Fournier d'Albe, 1979), la pericolosità, l'esposizione e la vulnerabilità, attraverso la convoluzione (1).

$$\text{Rischio [Scenario]} = \text{Pericolosità} \times \text{Esposizione} \times \text{Vulnerabilità} \quad (1)$$

La **pericolosità** è la probabilità di accadimento di tutti i possibili eventi vulcanici [di un singolo evento] di una data severità, in una specifica area ed in uno specifico periodo temporale.

L'**esposizione** è la distribuzione geografica in termini quantitativi e qualitativi dei

differenti elementi a rischio che caratterizzano l'area in esame (persone, edifici, infrastrutture, attività e beni mobili), le cui condizioni e/o funzionamento possono essere danneggiati, alterati o distrutti a causa del verificarsi dell'evento naturale.

La **vulnerabilità** è la sensibilità di un elemento esposto nei riguardi dell'evento naturale. Essa può essere valutata come la probabilità che l'elemento esposto subisca un certo livello di danno o cambiamenti di stato, con riferimento ad un opportuna scala, per effetto di un evento naturale di assegnata intensità. Volendo specializzare la relazione (1), il rischio di attingimento di un certo livello di danno "I" può essere determinato attraverso la relazione (2).

$$\text{Rischio}_I = \int_m q_m \left[\int_i (H_i) \cdot (V_{I,i,m}) \right] \quad (2)$$

dove: H_i è la probabilità di occorrenza dell'evento vulcanico di severità "i" in un certo periodo di tempo ed in un certo sito; $V_{I,i,m}$ è la probabilità di attingimento di un assegnato livello di danno "I" per effetto di un evento vulcanico di intensità "i" da parte di una certa categoria "m" (classe di vulnerabilità) di elementi a rischio; q_m è la percentuale di elementi esposti di categoria "m".

Lo scenario di attingimento di un certo livello di danno "I", per effetto di un singolo evento vulcanico di intensità "i", invece, può essere determinato attraverso la relazione (3).

$$\text{Scenario}_{I,i} = \int_m q_m [(H_i) \cdot (V_{I,i,m})] \quad (3)$$

Nella pianificazione di emergenza possono essere impiegate tanto analisi di rischio che di scenario, in risposta alle diverse finalità che si intende perseguire. Le analisi di rischio consentono valutazioni comparative di aree sottoposte a pianificazione sia per decisioni in merito alle strategie di intervento (ad esempio, priorità di evacuazione, etc.), sia per la definizione di interventi di mitigazione del danno. Le analisi di scenario, attraverso l'individuazione dell'estensione dell'area d'interesse e la valutazione dell'impatto territoriale, sono utili alla quantificazione delle risorse necessarie alla pianificazione d'emergenza ed alla organizzazione dell'intervento operativo. Nel seguito, sono illustrati due diversi utilizzi delle analisi di rischio e delle analisi di scenario. Nel primo caso si illustra l'utilizzo di mappe di rischio indotto da caduta di cenere per la definizione delle aree da evacuare nella fase pre-eruttiva. Nel secondo caso, invece, si illustra l'utilizzo di mappe di scenario sismico allo scopo di: individuare, in fase di pianificazione, le criticità delle vie di fuga deputate all'allontanamento dalle aree da evacuare; e, in fase di emergenza, per valutazioni in tempo reale, dei danni indotti a strade ed edifici allo scopo di gestire meglio i soccorsi.

Vulnerabilità ed esposizione

Lasciando ad altre sedi la stima della "pericolosità" legata ai diversi fenomeni indotti da un'eruzione, nel seguito, si illustrano alcune metodologie per la valutazione di "vulnerabilità" ed "esposizione".

Vulnerabilità ed esposizione rappresentano fattori strettamente connessi. Per ciascuna categoria di elementi a rischio, la stima della vulnerabilità nei riguardi di un

evento naturale deve essere accompagnata da “un’analisi qualitativa e quantitativa del bene esposto” (esposizione), allo scopo di identificare la distribuzione spaziale, ed eventualmente temporale, di classi tipologiche di elementi a rischio, dette classi di vulnerabilità, ciascuna delle quali costituisce un insieme di elementi che per caratteristiche presentano comportamento simile (vulnerabilità) nei riguardi del fenomeno. In altri termini, occorre individuare le caratteristiche salienti dell’elemento a rischio, cui si attribuisce una certa capacità di rispondere al fenomeno naturale.

Per brevità, nel seguito, sono riportati riferimenti espliciti solo a due elementi a rischio: gli edifici e i tratti stradali.

Vulnerabilità degli edifici

La vulnerabilità di un edificio, inteso come singola unità strutturale, è la probabilità che il sistema (intero edificio), i sottosistemi (pareti, telai, tetti, ecc), o le componenti del sistema (travi, pilastri, pannelli di tamponamento, finestre, porte, ecc) siano danneggiati per effetto di un’assegnata azione cui sono sottoposti. La definizione stessa di vulnerabilità suggerisce la necessità di definire in maniera univoca il livello di “danneggiabilità” del bene esposto per effetto dell’evento naturale. In tabella 1, è riportato una possibile scala di danno degli edifici.

La propensione di un edificio a subire danni è funzione degli elementi che lo costituiscono. La resistenza e gli aspetti tecnologici degli elementi strutturali (pareti, travi, colonne, solai, coperture, ecc) e non strutturali (pannelli di tamponatura, aperture, pannelli di protezione, ecc) influenzano fortemente la vulnerabilità dell’edificio stesso (Zuccaro and De Gregorio, 2013; Zuccaro et al., 2014; Mavrouli et al., 2014). La vulnerabilità di un edificio nei riguardi di un fenomeno connesso ad un’eruzione vulcanica (sisma, flussi piroclastici, depositi di cenere, lahars, etc.) può essere valutata attraverso le cosiddette “curve di vulnerabilità”. Per un’assegnata “classe di vulnerabilità”¹⁹, esse esprimono la probabilità di superamento di un certo livello di danno al variare del parametro di misura della pericolosità, che può essere l’accelerazione sismica di picco, l’intensità spettrale, l’intensità macrosismica, la pressione dinamica di un flusso (frana, alluvione, flusso piroclastico, ecc.), lo spessore di un deposito di cenere, ecc.

Livello di danno		Descrizione
D0	Assenza di danno	
D1	Danno Leggero	Danno trascurabile agli elementi strutturali
		Danno trascurabile alle tamponature
		Rottura di aperture grandi o deboli
D2	Danno moderato	Danno moderato agli elementi strutturali
		Danno moderato alle tamponature deboli
		Rottura di aperture mediamente resistenti
D3	Danno pesante	Danno severo agli elementi strutturali
		Danno severo alle tamponature deboli.
		In pochi casi, collasso totale delle tamponature
		Rottura di aperture forti
D4	Collasso parziale	Collasso parziale dei elementi strutturali
D5	Collasso	Rottura di tamponature forti
		Collasso totale

Tab.1- Esempio di scala di danno degli edifici

Le curve di vulnerabilità possono ottenersi attraverso tre diversi approcci, metodi osservazionali, metodi meccanici e metodi ibridi, utilizzabili in ragione delle diverse informazioni a disposizione.

I “metodi osservazionali” valutano le curve di vulnerabilità attraverso l’analisi statistica dell’osservazione dei danni prodotti da eventi passati su un campione consistente di edifici.

19 Per “classe di vulnerabilità” si intende un insieme di edifici che per caratteristiche tipologico- strutturali presenti comportamento simile nei riguardi di un determinato evento vulcanico.

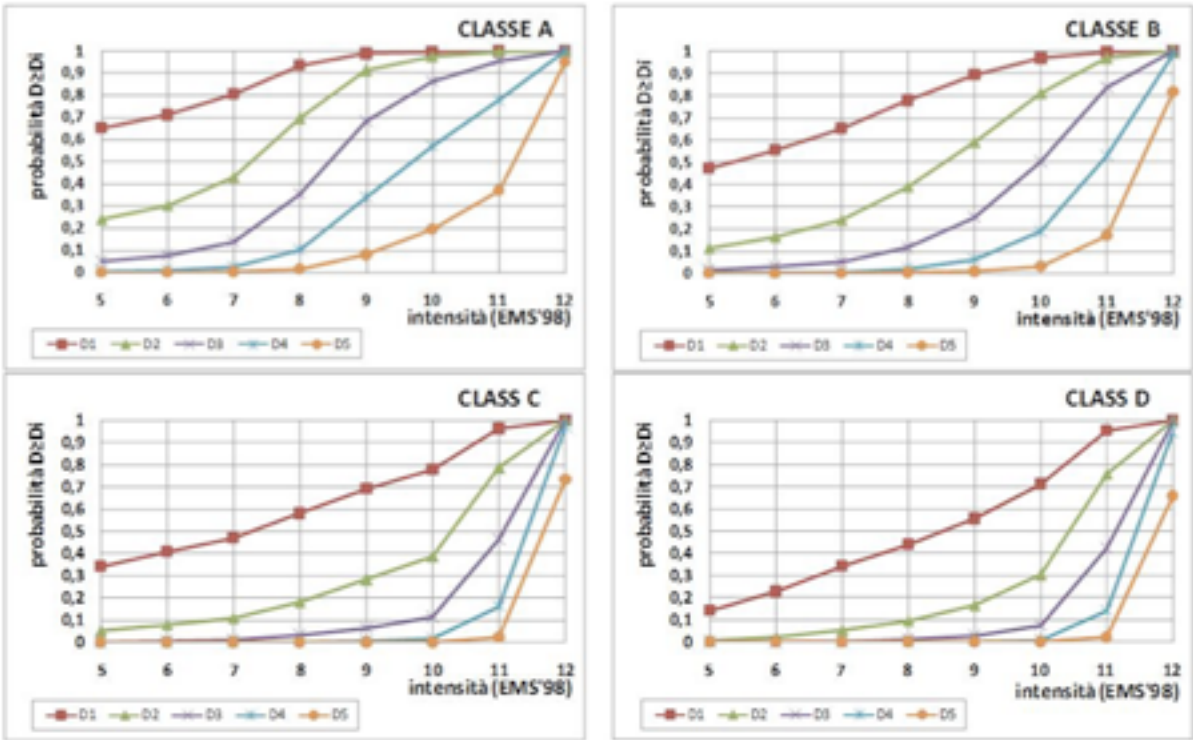


Fig.68 - Curve di vulnerabilità degli edifici (classificati in accordo alla EMS'98) nei riguardi di un evento sismico (Zuccaro, 2004; Zuccaro et al., 2008; Zuccaro e De Gregorio, 2013).

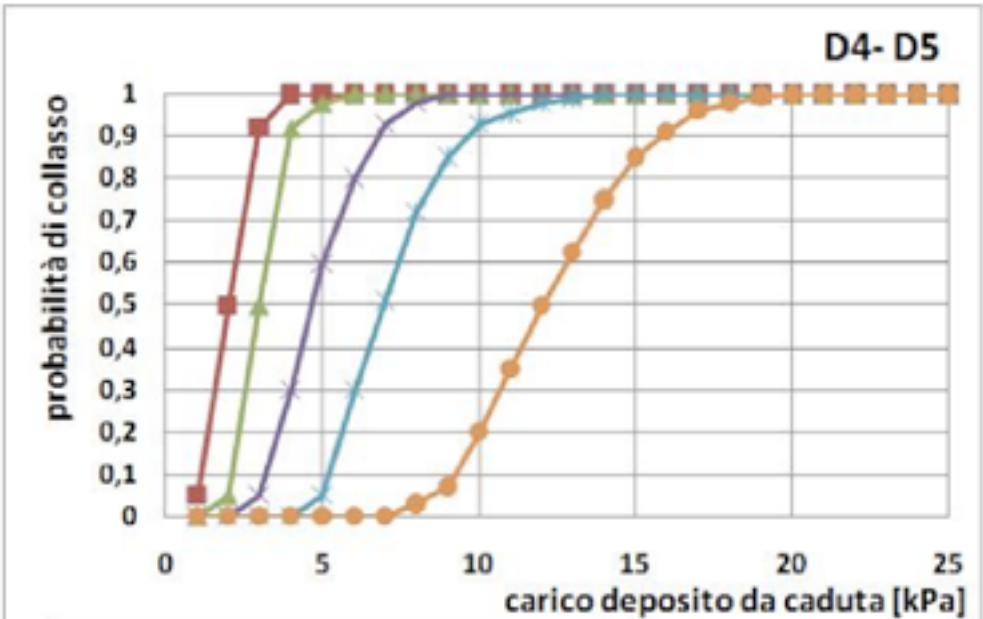


Fig. 69 - Curve di vulnerabilità dei tetti (classificati in Tabella 2) nei riguardi dei depositi vulcanici da ricaduta (Spence et al., 2004b; Spence et al., 2005; Zuccaro et al., 2008).

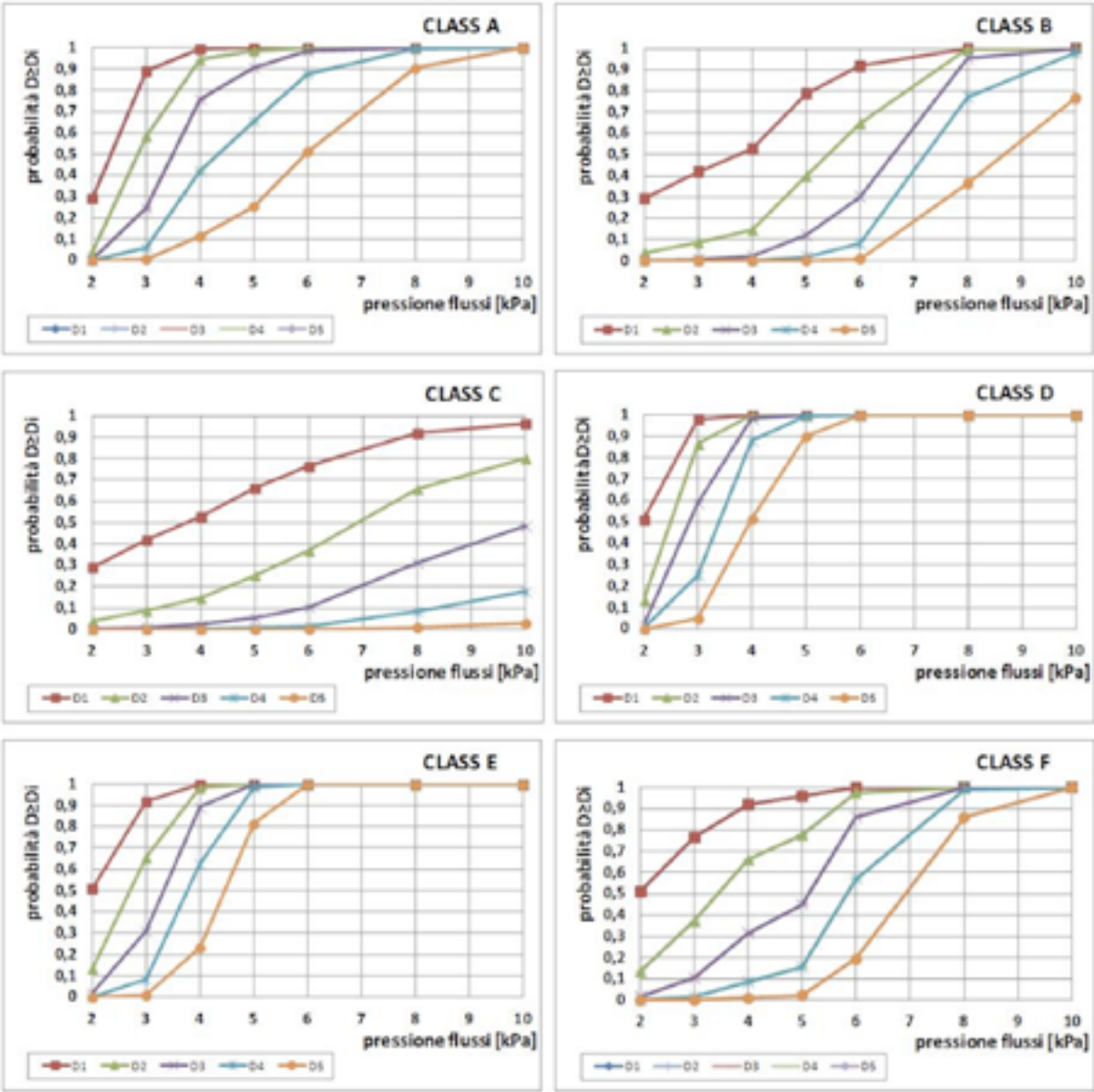


Fig. 70 - Curve di vulnerabilità degli edifici (classificati in tabella 3) nei riguardi dei flussi piroclastici (Spence et al., 2004b; Spence et al., 2005; Zuccaro et al., 2008).

Classe	Descrizione
A	Copertura in legno debolmente inclinata con panconcelli e travi
B	Copertura in legno piana con masso, battuto di lapilli, ecc.
C1	Copertura piana in c.a. tipo SAP in buono stato
C2	Copertura piana in acciaio con voltine
D	Copertura piana in c.a. con più di venti anni di età
	Copertura piana in c.a. con meno di venti anni di età
	Coperture in c.a. o acciaio con falde inclinate e meno di vent'anni d'età

Tab. 2 - Classificazione tipologica delle coperture vesuviane e flegree (Spence et al., 2004b; Spence et al., 2005; Zuccaro et al., 2008).



Fig. 71 - Vulnerabilità dei tetti nei confronti della caduta di cenere: a) eruzione del 1991 del Monte Pinatubo, Filippine (www.volcanoes.usgs.gov); b) eruzione del 2014 del Monte Kelud, Indonesia (foto AFP); c) eruzione del 2014 del Monte Ontake, Giappone (Photo/Kyodo News); d) eruzione del 1997 del Soufriere Hills, Montserrat, UK.

	Classe	Descrizione
Muratura	A	Edifici in muratura debole di 3-4 piani con orizzontamenti deformabili
		Edifici in muratura debole o resistente con più di 4 piani
	B	Edifici in muratura mediamente resistente di 1-2 piani con orizzontamenti deformabili
		Edifici in muratura resistente con più di 3 piani e orizzontamenti rigidi
	C	Edifici in muratura resistente di 1-2 piani e orizzontamenti rigidi
Cemento Armato	D	Edificio non antisismico in c.a. con più di 6 piani
	E	Edificio non antisismico in c.a. di 4-6 piani
	F	Edificio non antisismico in c.a. di 1-3 piani

Tab. 3 - Classificazione tipologica degli edifici vesuviani e flegrei (Spence et al., 2004b; Spence et al., 2005; Zuccaro et al., 2008).

ELEMENTI	Carico di collasso [kPa]
Lastre di vetro ordinarie	<1.5
Finestre in alluminio in cattive condizioni	1.5
Finestre in alluminio in buone condizioni	3.0
Vecchie porte in legno	3.5
Muratura in tufo giallo (<40cm)	4.2 - 7.4
Vecchie finestre in legno	5.0
Tamponatura in laterizio forato senza aperture	5.5
Muratura in tufo giallo (lunghezza 4m; spessore 40cm)	6.8 - 9
Tamponatura in laterizio forato con aperture	7.6 - 8.9
Muratura in tufo giallo (lunghezza 4m; spessore 60cm)	10 - 13
Muratura in pietra vulcanica (lunghezza 4m; spessore 60cm)	20 - 26

Tab. 4 - Pressioni orizzontali di collasso di elementi non strutturali (Spence et al., 2004b).

I “metodi meccanici” valutano le curve di vulnerabilità attraverso elaborazione statistica dei risultati ottenuti da analisi meccaniche (non lineari) condotte su un campione random di modelli rappresentanti l’edificio dell’area in esame (ad esempio, generato con simulazione Montecarlo) soggetti ad un set rappresentativo di eventi (pericolosità).

I “metodi ibridi” valutano le curve di vulnerabilità combinando analisi meccaniche e osservazione di danni prodotti da eventi occorsi. A titolo esemplificativo, nelle figure 68, 69 e 70 sono riportate, rispettivamente, le curve di vulnerabilità degli edifici nei riguardi del sisma, dei depositi da caduta e dei flussi piroclastici. Le curve di figura 68 sono ottenute, per edifici classificati secondo la scala macrosismica europea (EMS’98), attraverso un metodo osservazionale basato su analisi statistica della distribuzione dei danni rilevati a seguito di numerosi terremoti del passato (Zuccaro, 2004; Zuccaro et al., 2008; Zuccaro e De Gregorio, 2013). Le curve di figura 69 sono determinate attraverso un approccio ibrido statistico, fondato su analisi numeriche allo stato limite di collasso e prove sperimentali (Spence et al., 2004b; Zuccaro et al., 2008). Le eruzioni del passato hanno mostrato che gli elementi di maggiore vulnerabilità nei riguardi della caduta di cenere sono costituiti dai tetti (fig. 71). Per tale ragione, le curve di figura 69 si riferiscono alle classi tipologiche indicate in tabella 2, ottenute a seguito del rilievo di oltre 19000 tetti in area partenopea (Spence et al., 2005).

Le curve di figura 70 sono determinate attraverso analisi meccaniche agli stati limite, al variare delle caratteristiche tipologiche delle strutture verticali, degli orizzontamenti e dell’altezza dell’edificio (Zuccaro et al 2000, 2008; Spence et al 2004a,b). Esse si riferiscono alle classi tipologiche indicate in tabella 3. Con riferimento ai flussi piroclastici, è importante sottolineare che i danni agli edifici sono imputabili non solo alla vulnerabilità degli elementi strutturali, ma anche alla resistenza di elementi non strutturali come aperture (porte e finestre) e tamponature, la cui crisi, consentendo l’ingresso di gas e ceneri ad elevata temperatura, può essere in grado di generare incendi, oltre che mettere a rischio la vita delle persone eventualmente presenti. Per queste ragioni, sono state condotte prove sperimentali al collasso di elementi non strutturali per effetto di pressioni orizzontali (Spence et al., 2004b). I risultati ottenuti sono sintetizzati in tabella 4. Una metodologia del tutto simile è stata adottata per la valutazione della vulnerabilità degli edifici nei riguardi delle pressioni orizzontali indotte da frane e lahars sugli edifici (Zuccaro e De Gregorio, 2013; Mavrouli et al., 2013)

Vulnerabilità dei tratti stradali

Nelle comuni analisi di rischio, la vulnerabilità dei tratti stradali (e ferroviari) nei riguardi di un evento naturale è correlata alla impraticabilità degli stessi, che potrebbe ripercuotersi in maniera più o meno grave sulla circolazione, causando anche intralcio ad operazioni di soccorso o evacuazione. Nel caso di evento sismico, per un assegnato valore della pericolosità, la probabilità di interruzione di un tratto stradale è riconducibile alla vulnerabilità sismica degli edifici ad esso prospicienti (fig.72), in particolare, al numero di edifici interessati da collasso parziale o totale, attraverso la relazione (4).

$$P_i = 1 - 1/e^{Nc} \quad (4)$$

dove: P_i è la probabilità di interruzione del link stradale (link = tratto stradale compreso tra due intersezioni viarie) ed N_c è il numero di edifici per link interessati da collasso parziale o totale per effetto dell'azione sismica, le cui macerie potrebbero occupare la sede stradale (Zuccaro e Cacace, 2010).

Nel caso delle eruzioni vulcaniche, la probabilità di interruzione stradale va valutata con riferimento alla distribuzione temporale dei diversi fenomeni generati. Ad esempio, nella fase pre-eruttiva ed in un'area prossima al cratere, potrebbero manifestarsi terremoti precursori in grado di produrre interruzioni stradali per effetto del collasso parziale o totale degli edifici prospicienti.

Nella fase eruttiva, la caduta di cenere potrebbe causare interruzioni stradali anche a molti chilometri di distanza dal cratere. Basti pensare che uno spessore di cenere di 1-3 mm è in grado di ridurre seriamente la visibilità stradale, rendere il fondo stradale pericolosamente scivoloso e causare danni seri alle auto, tanto da rendere necessario ricorrere alla temporanea chiusura delle strade. Successivamente, l'eventuale raggiungimento della sede stradale da parte di flussi piroclastici e lahars coincide generalmente con l'interruzione stradale (Wilson et al., 2014).



Fig. 72 - Interruzione dei tratti stradali per effetto della vulnerabilità sismica degli edifici prospicienti (L'Aquila, 2009).

Esposizione degli edifici

La stima degli edifici presenti nell'area in esame è riconducibile ad un'analisi statistica, che valuti la distribuzione percentuale delle diverse classi di vulnerabilità degli edifici sulla base del loro differente comportamento nei riguardi dell'evento naturale.

In relazione al terremoto, la scala macrosismica europea (EMS'98) suggerisce l'adozione di sei classi di vulnerabilità (A, B, C, D, E, F) sulla base della sola struttura verticale dell'edificio. Questa classificazione ha il vantaggio di poter essere impiegata sulla base di informazioni povere e facilmente reperibili, ma presenta lo svantaggio di essere caratterizzata da notevoli incertezze legate all'aver trascurato altre informazioni che caratterizzano il comportamento sismico di un edificio, come struttura orizzontale, copertura, regolarità, età, ecc. E' attuale il dibattito che impegna la comunità scientifica allo scopo di ridurre queste incertezze attraverso l'assegnazione delle classi di vulnerabilità in considerazione di ulteriori fattori strutturali e tipologici, a partire dalla letteratura di settore (Zuccaro et al., 2008; Michel e Sira, 2012; CAR, 2103).

Con riferimento ad altri eventi naturali, le classi di vulnerabilità vanno distinte su basi diverse da quelle utilizzate in campo sismico.

Nel caso delle eruzioni vulcaniche, caratterizzate da una pluralità di eventi (terremoti precursori, caduta di cenere, flussi piroclastici, lahars, frane, tsunami) elementi di vulnerabilità da investigare sono oltre a quelli delle più comuni analisi sismiche (struttura verticale, struttura orizzontale, regolarità, ecc.), anche quelli relativi alla struttura ed alla geometria delle coperture, direttamente investite dalla caduta di cenere, e quelli relativi alle tamponature ed alle aperture presenti sulle facciate esposti a flussi piroclastici, lahars, frane e tsunami (Spence et al., 2004a e b; Baxter, 1990; Zuccaro et al., 2008; Petrazzuoli e Zuccaro, 2004; Zuccaro et al., 2012).

A titolo di esempio, nelle tabelle 2 e 3 sono riportate possibili classificazioni, rispettivamente, delle coperture nei confronti dei depositi da caduta e degli edifici nei confronti dei flussi piroclastici.

In un'ultima analisi, una volta assunte le classi di vulnerabilità di riferimento, è necessaria una campagna conoscitiva degli edifici caratterizzanti l'area allo scopo di assegnare a ciascuno di essi una classe di vulnerabilità. A seconda del grado di conoscenza del tessuto edilizio, le tecniche possibili sono le seguenti (Zuccaro et al., 2012).

Nel caso in cui nell'Unità geografica Minima di Riferimento di valutazione (UMR), siano disponibili i dati di rilievo di tutti gli edifici, l'assegnazione della classe di vulnerabilità agli edifici può essere condotta in maniera diretta, sulla base degli elementi di vulnerabilità noti.

Nel caso in cui nell'UMR non siano disponibili rilievi degli edifici, l'assegnazione di classe di vulnerabilità agli edifici può essere condotta elaborando opportune correlazioni statistiche tra le informazioni contenute nel data-base ISTAT sugli edifici (da "Censimento generale della popolazione e delle abitazioni") e le caratteristiche degli edifici noti da rilievo sul campo in aree di caratteristiche simili all'UMR, spesso adiacenti.

Nel caso in cui nell'UMR siano disponibili i dati di rilievo di un numero parziale di edifici, l'assegnazione può essere condotta sulla base di una media pesata fra la classe derivante da applicazione diretta (EMS 98, etc.) per gli edifici di caratteristiche note e quella desunta dal dato ISTAT, proporzionalmente alla percentuale di completezza del rilievo.

Esposizione dei tratti stradali

La stima dell'esposizione delle reti viarie dell'area in esame consiste nella individuazione di tutti i tratti stradali (denominati "link"), compresi tra due intersezioni viarie (o "nodi"), classificati per tipo (autostrade, strade extraurbane principali, strade extraurbane secondarie, strade urbane di scorrimento, strade urbane di quartiere, strade locali, itinerari ciclopeditoni), dimensione sede stradale e senso di percorrenza.

Analisi di rischio per la individuazione delle aree da evacuare

I Piani di Emergenza, messi a punto dal Dipartimento della Protezione Civile con l'ausilio delle competenze scientifiche e degli enti amministrativi interessati, costituiscono un utile strumento di mitigazione del rischio vulcanico, che parte dall'esame della pericolosità del vulcano (attraverso la scelta dell'evento di riferimento), dell'esposizione degli elementi investiti dall'eruzione (persone, edifici e infrastrutture) e delle vulnerabilità di questi ultimi nei confronti dei fenomeni eruttivi.

Per il Vesuvio ed i Campi Flegrei (fig.73) sono attese eruzioni di tipo esplosivo, caratterizzate dalla formazione di una colonna eruttiva sostenuta alta diversi chilometri, dalla caduta di bombe vulcaniche e blocchi di pietra nell'immediato intorno del cratere e di particelle di dimensioni minori (ceneri e lapilli) anche a diverse decine di chilometri di distanza nelle aree sottovento, nonché la formazione di flussi piroclastici che scorrerebbero lungo le pendici del vulcano per alcuni chilometri. Per i Campi Flegrei, a differenza di quanto avviene nei vulcani con apparato centrale, come il Vesuvio, l'area di possibile apertura di bocche eruttive è molto ampia; inoltre, per quanto concerne la caduta di cenere, occorre considerare che, a differenza del Vesuvio, la città di Napoli si trova sottovento rispetto alla direzione dei venti dominanti e sarebbe pertanto coinvolta.

I Piani di Emergenza messi a punto per i due vulcani napoletani prevedono l'individuazione di due diverse aree, denominate "area rossa", per la quale è prevista una evacuazione preventiva, ed "area gialla", potenzialmente interessata da evacuazione post-eruzione.

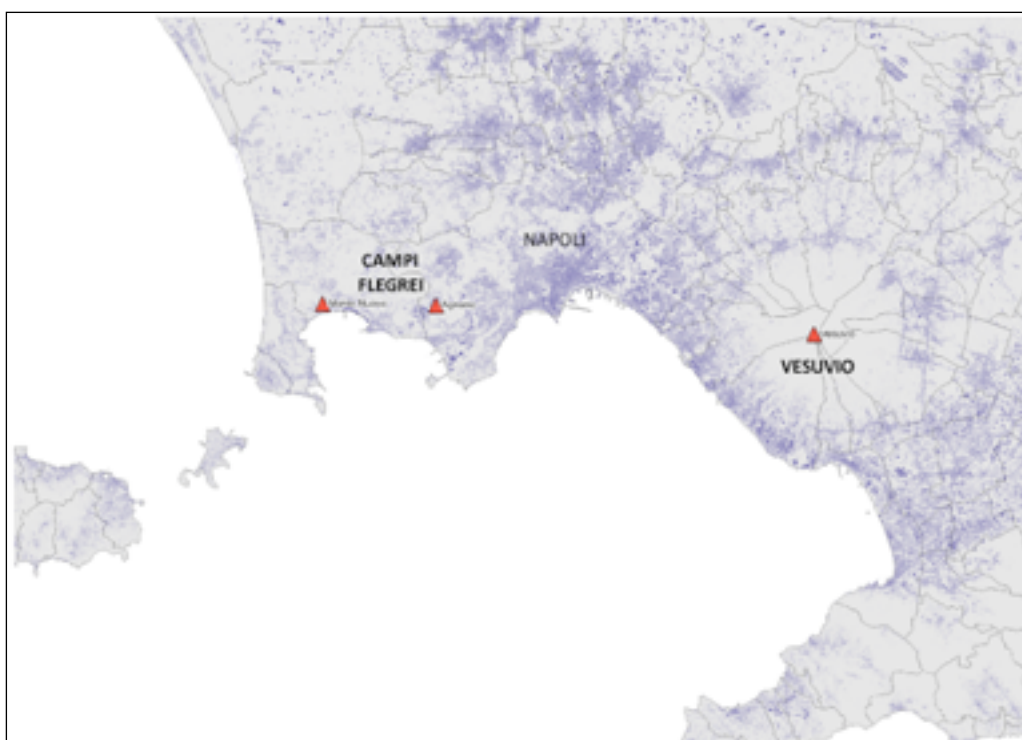


Fig. 73 - Localizzazione dei sistemi vulcanici del Vesuvio e dei Campi Flegrei. I triangoli indicano le probabili posizioni delle Bocche eruttive.

Danni indotti dai flussi piroclastici

I Piani di Emergenza individuano l'area rossa come coincidente con l'area potenzialmente invasa da correnti piroclastiche, costituite da nubi di gas cariche di particelle, capaci di fluire giù dai pendii fino a raggiungere notevoli distanze dal punto di emissione, con velocità che possono facilmente superare i 100 km/h (~30 m/s) e con temperature anche maggiori di 500°C, in grado di causare gravi problemi respiratori, per effetto delle particelle disperse nell'aria, e danni al cuore e cervello, per effetto delle alte temperature. Ciò suggerisce di assumere come molto poco probabile la so-

pravvivenza delle persone che si trovino all'aperto nelle aree raggiunte dalle colate piroclastiche. Le probabilità di "casualties" tra gli occupanti un edificio, invece, possono assumersi proporzionali al collasso degli elementi (strutturali e non) che costituiscono l'edificio, specie le aperture, che garantiscono o meno la tenuta dell'involucro edilizio nei riguardi dei flussi piroclastici (Spence et al., 2005; Baxter et al., 1998).

Analisi dei danni indotti dai flussi piroclastici in area vesuviana e flegrea hanno evidenziato la particolare vulnerabilità dell'edificato nei riguardi delle pressioni dinamiche indotte. Ad esempio, per i flussi piroclastici reattivi alle condizioni eruttive ricostruite per la fase Pliniana dell'eruzione di Agnano Monte Spina (AMS) di 4100 anni fa (Esposti Ongaro et al., 2008), la somma degli edifici collassati per effetto delle pressioni dinamiche e di quelli incendiati (corrispondenti a quelli con finestre rotte raggiunti da un flusso di temperatura maggiore o uguale di 250°C) supera sempre il 90% degli edifici investiti (fig. 74), a prescindere dalla posizione della bocca eruttiva (centrale, sul bordo interno o esterno della caldera di Agnano). Appare evidente che l'unica difesa per la popolazione è l'allontanamento dall'area a maggior rischio, cioè quella che può essere invasa dai flussi piroclastici, prima dell'inizio dell'eruzione, sulla base dell'analisi dei fenomeni precursori monitorati dal sistema di sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano.

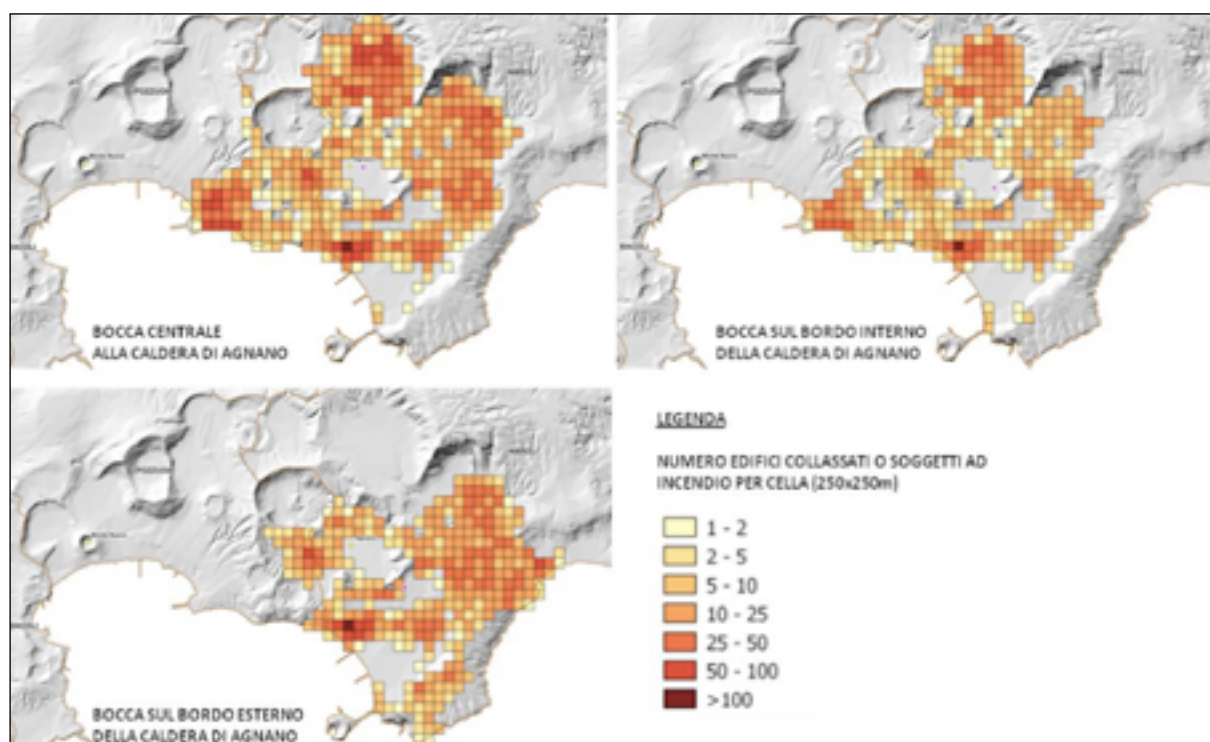


Fig. 74 - Campi Flegrei. Danni agli edifici (collassati o incendiati) per effetto dei flussi piroclastici valutati con riferimento alle condizioni eruttive ricostruite per la fase Pliniana dell'eruzione di Agnano Monte Spina (AMS) di 4100 anni fa.

Danni indotti dai depositi da caduta

Negli aggiornamenti più recenti dei Piani di Emergenza del Vesuvio, ci si è resi conto che anche i depositi da caduta in un'area prossima a quella di invasione dei flussi, possono produrre un numero di collassi tali da rendere necessario evacuare anche queste aree nella fase pre-eruttiva. Per tale ragione, la "zona rossa" è stata ampliata, sulla base di analisi di rischio da caduta di cenere legate alle eruzioni di

	<i>Scala eruttiva</i>	<i>H [km]</i>	<i>M[kg]</i>
VESUVIO	<i>Sub pliniana VEI = 4</i>	<i>18</i>	<i>5,0 E11</i>
CAMPI FLEGREI	<i>Media</i>	<i>12</i>	<i>1,2 E11</i>

Tab. 5 - Eruzioni di riferimento per i Piani di Emergenza del Vesuvio e dei Campi Flegrei. H è l'altezza della colonna eruttiva, M è la massa totale eruttata.

riferimento, scelte per la redazione dei piani di emergenza per il Vesuvio e i Campi Flegrei (tab. 5).

Le stime di pericolosità sono effettuate attraverso simulazioni della dispersione di ceneri e lapilli, considerando la variabilità del vento e, per i Campi Flegrei, delle posizioni delle bocche eruttive (Mastrolorenzo et al., 2008; Costa et al., 2009; Selva et al., 2010). I risultati sono prodotti nella forma di famiglie di curve di pericolosità condizionata, riportanti la probabilità di eccedenza di 27 soglie di carico (50, 100, 200, 300,..., 3000 kg/m²), condizionate all'accadimento dell'evento eruttivo di riferimento.

I danni attesi agli edifici per effetto dei depositi da caduta generati da un'eruzione sub-pliniana del Vesuvio, sono stati valutati sulla base della combinazione dei dati di hazard, di esposizione e vulnerabilità, indicati nei paragrafi precedenti, discretizzandone la computazione rispetto ad una Unità geografica Minima di Riferimento (UMR), coincidente con una cella di dimensioni 250 x 250m di una griglia assunta a riferimento.

In particolare, il danno è stato valutato attraverso il cosiddetto Indice di rischio (Rc), intendendo per esso il numero atteso di collassi per cella, calcolato mediante la relazione (5).

$$Rc = \sum_{i=1}^{n-1} Nc(q_i) \cdot (P_i - P_{i+1}) + Nc(q_n) \cdot P_n \quad (5)$$

dove:

P_i = probabilità di superamento del livello di carico q_i ;

$N_c(q)$ = numero di tetti collassati per effetto del carico q_i (stimato sulla base delle curve di fragilità di figura 69);

n = numero totale dei livelli di carico considerati (si osservi che le soglie di carico significative ai fini del calcolo dell'Indice di rischio sono solo quelle superiori a 100kg/m², pertanto si ha $n=25$);

$P_i - P_{i+1}$ = probabilità che il carico prodotto dai depositi da caduta sia compreso tra q_i e q_{i+1} .

E' importante sottolineare che la valutazione dell' "indice di rischio" non fornisce una vera e propria analisi di rischio da caduta di cenere, perché non computa la pericolosità attraverso tutte le possibili taglie eruttive (pur considerando la variabilità dei venti e delle bocche), ma ne assume una soltanto, quella "media" assunta a riferimento nella redazione del piano. A titolo esemplificativo, in figura 75, sono indicate, per il Vesuvio, la linea di invasione dei flussi piroclastici (linea nera continua), valutata secondo le indicazioni di Gurioli et al. (2010), e l'area avente indice di rischio significativo (linea rossa tratteggiata), determinato secondo la relazione (5).

Dalla sovrapposizione delle aree soggette ad invasione dai flussi piroclastici (Vesuvio: Gurioli et al., 2010; Campi Flegrei: Lirer et al., 2001, Alberico et al., 2002; Rosano et al., 2004; Orsi et al., 2004; Todesco et al., 2006; Esposti Ongaro et al., 2008, 2012; Alberico et al., 2011; Bevilacqua et al., 2012) e delle aree soggette a danno

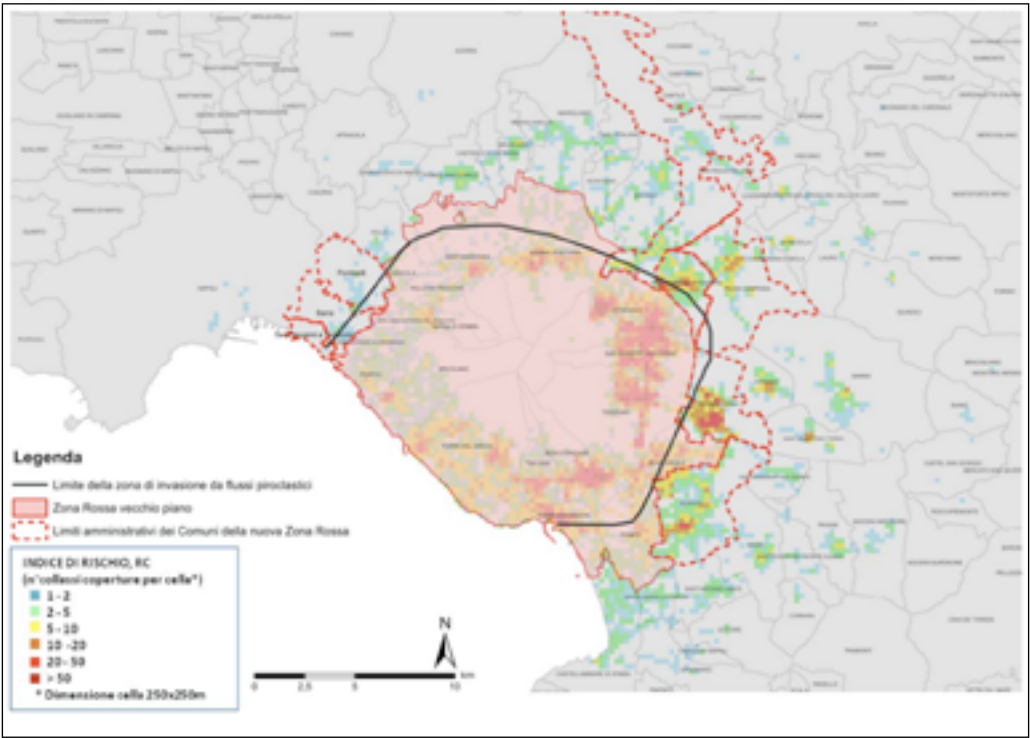


Fig. 75 - Vesuvio. Area invasione flussi piroclastici (linea nera continua) ed area soggetta ad un numero consistente di danni per effetto dei depositi da ricaduta (linea rossa tratteggiata).



Fig. 76 - Piano Emergenza Vesuvio 2015.



Fig. 77 - Piano Emergenza Campi Flegrei 2015.

consistente agli edifici per effetto dei depositi da caduta, nascono le attuali zone rosse per il Vesuvio (fig. 76) ed i Campi Flegrei (fig. 77). Le zone gialle, invece, sono individuate come quelle aree esterne all'area rossa, soggette, per effetto delle eruzioni di riferimento, ad un carico da cenere superiore ai 300kg/m^2 (carico in grado di produrre collasso dei tetti), con una probabilità di eccedenza del 5%.

Nella realtà, al momento dell'eruzione, soltanto una porzione dell'area gialla sarà investita dai depositi da caduta, in ragione dell'intensità e della direzione dei venti stratosferici. Pertanto, solo una porzione di quest'area dovrà essere evacuata.

Allo scopo di organizzare questa seconda evacuazione, oltre che per gestire ed allocare meglio le risorse, si rendono necessarie analisi di scenario, in tempo reale, che, in funzione della velocità e della direzione del vento reale, consentano di valutare l'estensione delle aree realmente danneggiate per effetto della cenere.

Analisi di scenario per la scelta dei percorsi di allontanamento dalle aree da evacuare

Nei Piani di Emergenza, diventa di notevole importanza la scelta del piano di viabilità da utilizzare per l'evacuazione dell'area rossa, che prenderà inizio al raggiungimento del "Livello di allarme", legato ad una variazione significativa dei parametri monitorati (sismicità, deformazione del suolo, composizione dei gas nelle fumarole, ecc.) tali da far ritenere molto probabile il verificarsi dell'eruzione a breve termine.

Questo livello potrebbe essere caratterizzato dal verificarsi di terremoti pre-eruttivi, in grado di incidere fortemente sulla percorribilità delle strade, a causa delle ma-

cerie che, a seguito del danno subito da edifici prospicienti, possono invadere la sede viaria (fig. 72).

In zona rossa dunque, eventuali crolli, anche solo parziali, di edifici posti a ridosso dei percorsi previsti per l'evacuazione potrebbero causare l'interruzione dei percorsi con gravissime conseguenze sulle operazioni di deflusso dall'area. Dunque, appare ragionevole supporre che la probabilità di interruzione di un tratto stradale sia fortemente correlata alla vulnerabilità sismica degli edifici ad esso prospicienti.

Per il Vesuvio e i Campi Flegrei, allo scopo di individuare le eventuali criticità del grafo delle vie di fuga individuato per l'evacuazione, è stato valutato l'impatto indotto da un evento sismico di intensità macrosismica pari al grado VIII (EMS '98). È importante osservare che l'intensità sismica è stata assunta costante sull'intera area del grafo viario, in modo da prescindere dalla posizione dell'epicentro degli eventi sismici pre-eruttivi e dare una valutazione ad input uniforme.

Il grafo delle vie di fuga è stato suddiviso in link (link = tratto stradale compreso tra due intersezioni viarie). Per ciascun link i -esimo, è stata valutata la probabilità di interruzione P_i (vedi relazione (4)) per una data intensità sismica I , in funzione del numero atteso (N_c) di edifici interessati da collasso parziale o totale per effetto dell'azione sismica assunta.

Nella valutazione rientrano tutti gli edifici prospicienti il link viario, distanti non più di 15m dall'asse stradale.

Nel dettaglio, la procedura adottata per la stima della probabilità di interruzione dei tratti viari è la seguente (Zuccaro e Cacace, 2010):

- sui grafici delle vie di fuga dei Comuni dell'area vesuviana e flegrea, sono stati individuati tutti i tratti stradali (link) di dimensioni variabili, compresi fra due nodi;
- lungo ciascun link, sono stati individuati gli edifici prospicienti la strada, ad una distanza inferiore ai 15m dall'asse stradale;
- per ciascun edificio è stata determinata la classe di vulnerabilità sismica (fig. 78);
- con riferimento alla intensità macrosismica assunta (VIII), si è calcolata la distribuzione del danno atteso per gli edifici lungo il link (attraverso le curve di vulnerabilità sismica di figura 68), e dunque, per ciascun link, si è calcolato il numero di edifici interessati da collasso parziale o totale (N_c);
- per ognuno dei link analizzati, si è determinata la probabilità di interruzione, attraverso la relazione (2).

I risultati ottenuti sono sintetizzati nelle mappe riportate nelle figure 79 e 80, con riferimento, rispettivamente, al Vesuvio ed ai Campi Flegrei. In rosso, sono indicati i link stradali con probabilità di interruzione superiore al 60%. Le valutazioni ottenute suggeriscono la necessità di un approfondimento di indagine sugli edifici posti lungo i percorsi, ed eventualmente la programmazione di interventi di consolidamento o la ricerca di percorsi alternativi, al fine di ottimizzare i percorsi per l'evacuazione dell'area rossa in emergenza.

L'approccio illustrato, però, può anche essere adottato allo scopo di valutare, in tempo reale, i danni realmente prodotti in area rossa, per effetto dei terremoti pre-eruttivi, al fine di ottimizzare la gestione di soccorsi, che si rendessero eventualmente necessari.

Nella fase di allerta pre-eruttiva, infatti, una stima attendibile, seppure incerta,

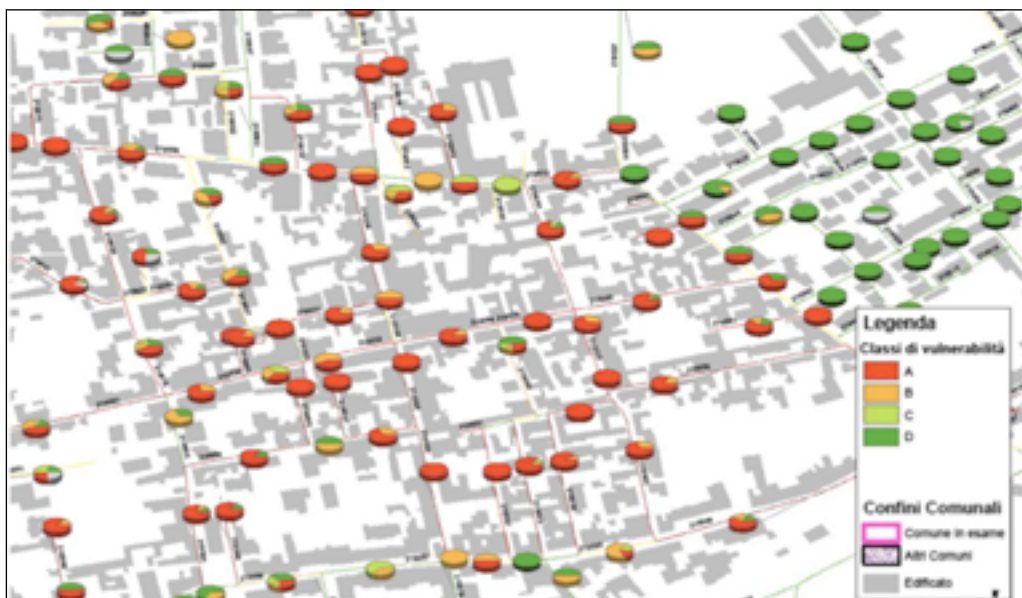


Fig. 78 - Distribuzione delle classi di vulnerabilità sismica degli edifici lungo i tratti stradali.

dell'impatto sul territorio risulta di grande utilità nella gestione dei processi decisionali che governano le fasi e l'evoluzione dell'emergenza, consentendo una ottimale preparazione ed allocazione delle risorse disponibili sul territorio, come ospedali, ambulanze, soccorritori, ecc. La pianificazione di emergenza nelle aree soggette a rischio vulcanico è un aspetto strettamente connesso alle valutazioni statistiche del danno indotto dai fenomeni vulcanici attesi sugli insediamenti urbani. In questo paragrafo si sono illustrati alcuni approcci utili alla valutazione di scenari di impatto sul territorio conseguenti ad un evento vulcanico al fine di redigere Piani di Emergenza come strumento di mitigazione del rischio vulcanico, in grado di stabilire le azioni da intraprendere in caso di crisi, compresa l'evacuazione della popolazione dalle aree esposte a grave pericolo. Gli scenari di impatto si propongono anche come strumento di



Fig. 79 - Vesuvio. In rosso, in link stradali con probabilità di interruzione superiore al 60% per effetto di un terremoto precursore di intensità VIII.

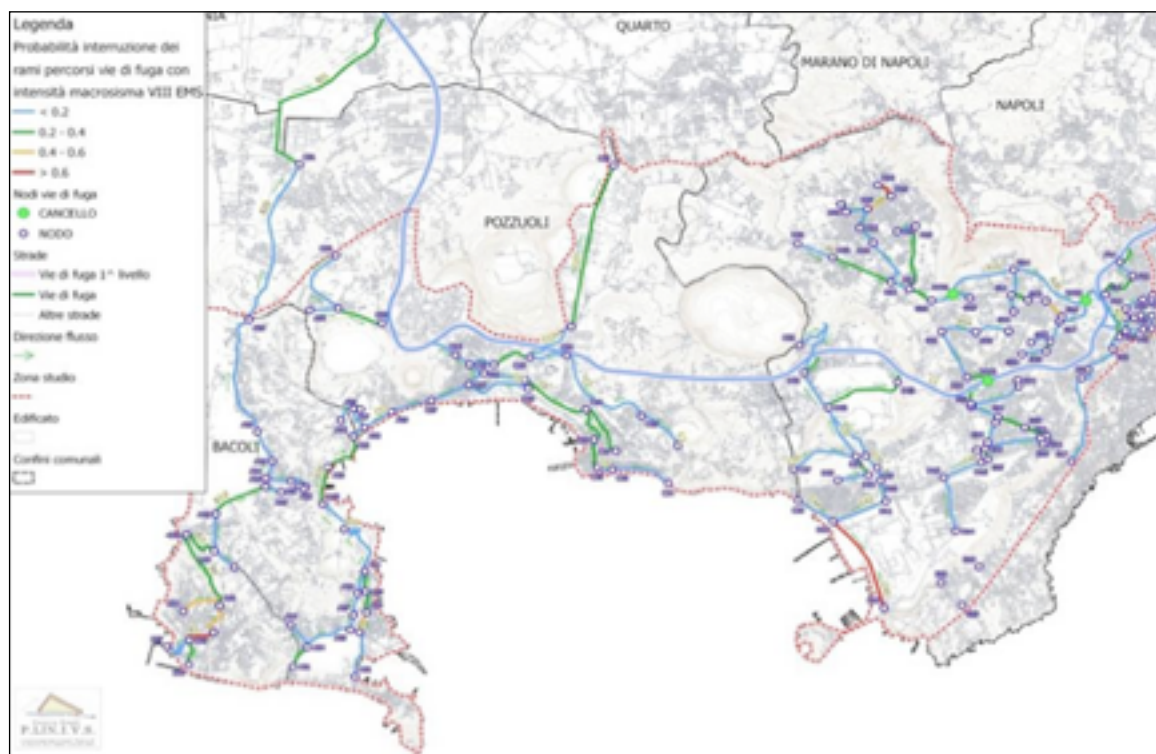


Fig. 80- Campi Flegrei. In rosso, in link stradali con probabilità di interruzione superiore al 60% per effetto di un terremoto precursore di intensità VIII.

indirizzo per ridurre l'esposizione, ad esempio attraverso una migliore pianificazione territoriale, controllando la realizzazione di nuove costruzioni nelle aree esposte e/o riducendo la vulnerabilità degli elementi esposti nei riguardi dei fenomeni vulcanici, con particolare riguardo alla vulnerabilità sismica degli edifici prospicienti le vie di fuga.

In particolare, si evidenzia il differente utilizzo di analisi di rischio e di scenario. Le prime sono utili per valutazioni comparative di aree sottoposte a pianificazione sia per decisioni in merito alle strategie di intervento (ad esempio, come priorità di evacuazione, etc.), sia per la definizione di interventi di mitigazione del danno. Le seconde, attraverso l'individuazione dell'estensione dell'area esposta e la valutazione dell'impatto territoriale, sono utili alla quantificazione delle risorse necessarie alla pianificazione d'emergenza ed alla organizzazione dell'intervento operativo.

La valutazione delle conseguenze di un'eruzione vulcanica sulle aree investite include complessità, non illustrate in questo capitolo, legate alla molteplicità dei fenomeni potenzialmente messi in atto da un'eruzione (sisma, flussi piroclastici, caduta di cenere, tsunami, frane, lahars, lave, ecc.) che, potendo investire il medesimo elemento a rischio, richiedono la articolata ed incerta valutazione del danno cumulato progressivo e finale.

La valutazione complessiva del danno da eruzione vulcanica include questioni, come la stima della vulnerabilità tempo- dipendente (Zuccaro and De Gregorio, 2013), o come quello degli effetti a catena (Dihé et al., 2013; Molarius et al., 2014) o come quello della valutazione del danno economico diretto e indiretto (Zuccaro et al., 2013), che esulano dall'obiettivo del presente capitolo. Si rinviando gli interessati alla bibliografia per gli opportuni approfondimenti.

Elementi di Rilevamento in aree vulcaniche

Il lavoro di campagna e il rilevamento in aree vulcaniche hanno le stesse finalità degli studi di geologia in altri ambienti sedimentari e deposizionali tra cui, ad esempio, quello di descrivere i tipi di rocce, ricostruirne le successioni verticali e le variazioni nel tempo, definirne i meccanismi eruttivi e deposizionali, le aree sorgenti e stabilire delle correlazioni. E' proprio su queste basi che le carte geologiche di un'area vulcanica vanno a costituire uno strumento di partenza per studi a carattere vulcanologico di maggior dettaglio, per studi di carattere più spiccatamente petrografico e, infine, per la quantificazione della pericolosità e del rischio vulcanico. In realtà gli studi geologici nelle aree vulcaniche si presentano più complicati di quelli incentrati in ambienti non vulcanici, a causa di alcuni aspetti tipici che condizionano il grado di difficoltà. Tra questi aspetti possiamo ricordare:

- la notevole varietà di litologie
- la variabilità delle caratteristiche granulometriche e di componenti litologiche anche all'interno della stessa unità deposizionale
- l'origine dei prodotti da un "vent" di carattere puntuale o lineare (es. un cratere o una frattura), fattore che condiziona fortemente la dispersione dei prodotti eruttivi.
- un'amplessissima gamma di meccanismi eruttivi e deposizionali, molto spesso sovrapposti nello spazio e nel tempo, in modo particolare per i prodotti piroclastici e vulcanoclastici
- improvvisi cambiamenti di lithofacies, sia in senso verticale che areale
- variazioni altrettanto nette del chimismo o zonazione chimica dei prodotti (anche all'interno della singola eruzione)
- la natura pressoché istantanea dell'evento eruttivo, che si traduce nella messa in posto dei prodotti in un arco temporale estremamente ristretto a cui fanno seguito più o meno prolungati periodi di quiescenza
- la frequenza di episodi di collasso vulcano-tettonico (siano essi di tipo calderico o laterali) che danno luogo a pattern complessi di movimenti verticali e condizionano la localizzazione dei vent eruttivi.

Di seguito è riportata una guida per il lavoro di campagna, che intende schematizzare in maniera semplice le operazioni effettuate in campo sui prodotti piroclastici. Va da sé che un'accurata conoscenza dei meccanismi eruttivi e deposizionali dei prodotti piroclastici, già trattati nei capitoli precedenti, costituisce una base conoscitiva necessaria per intraprendere un lavoro di rilevamento di campo.

Fasi preliminari

Le fasi preliminari di un lavoro di campo in aree vulcaniche richiedono innanzitutto una definizione dell'area da investigare, che sarà selezionata in base alle esigenze che il lavoro stesso prospetta. Se è necessario cartografare un'area specifica, si dovrà definirne i confini in maniera tale che essi permettano la rappresentazione chiara, completa ed esaustiva delle caratteristiche dei prodotti affioranti. Se, di contro, si intende studiare la distribuzione dei prodotti di una specifica eruzione, è sconsigliabile definire a priori l'estensione dell'area, che dovrà invece estendersi fino a comprendere le successioni distali e, ove possibile, ad individuare il limite oltre il quale essi non sono più riconoscibili in campo. Poiché la lettura critica delle fonti è alla base di ogni

buona ricerca, una volta individuata l'area, si procederà ad un'accurata ricerca bibliografica riguardante sia i lavori scientifici già pubblicati sulla stessa zona che la cartografia esistente. La lettura dei lavori scientifici, ancorché essi possano apparire datati, è estremamente importante anche per individuare le aree di potenziale affioramento dei prodotti. Alle nostre latitudini, infatti, le aree vulcaniche, per le loro caratteristiche geo-pedologiche (vicinanza alla costa, estrema fertilità dei suoli, etc.) sono tra le più abitate e, dato l'incremento delle zone urbanizzate negli ultimi anni, i lavori del secolo scorso si sono avvalsi sicuramente di una disponibilità di sezioni esposte maggiore di quella attuale. La rilettura delle descrizioni stratigrafiche alla luce delle conoscenze attuali va a costituire un valido background per uno studio in chiave più moderna. Particolare cura andrà esercitata nella ricerca di pubblicazioni contenenti carte geologiche, anche se molte delle rappresentazioni cartografiche rese disponibili in passato per le aree vulcaniche erano per lo più carte geo-petrografiche, in cui i meccanismi eruttivi e deposizionali dei prodotti venivano messi in secondo piano rispetto a quelli che erano i caratteri petrografici dei prodotti. E' per questo motivo che quelle carte geologiche tendevano ad esaltare ruolo e peso dei prodotti effusivi, relegando la componente piroclastica e vulcanoclastica a un ruolo marginale.

Materiale necessario per il rilevamento

Prima di intraprendere il lavoro di campo, è opportuna una ricognizione del materiale che è necessario reperire e portare con sé in campagna. Innanzitutto va fatta una ricerca delle carte topografiche disponibili per l'area in esame, avendo cura di procurarsi i supporti più aggiornati nella scala più opportuna. In generale, è preferibile, una volta individuata la zona che si intende studiare, munirsi di una carta a grande scala (es. 1:25000) che comprenda un'area più ampia di quella da investigare: questo supporto sarà utile soprattutto per l'orientamento, la scelta delle strade e la verifica della raggiungibilità dei luoghi. La notevole variabilità di lithofacies a cui si accennava in precedenza, impone di lavorare a una scala che consente un notevole dettaglio. Le basi preferite per gli originali di campagna saranno quindi 1:5000 o, al massimo, 1:10000; la scelta, tuttavia, è sempre condizionata dalla disponibilità di tali supporti perché, come è noto, la copertura IGM 1:25000 esiste per tutto il territorio nazionale, ed è possibile acquistarne gli elementi singoli in rete al sito www.igmi.org/prodotti/cartografia/carte_topografiche/. La realizzazione delle carte topografiche in scala differente è affidata a enti diversi operanti sul territorio (es. Regione, Provincia, Autorità di Bacino) e pertanto non esiste una copertura omogenea per tutto il territorio. La vendita di questi ultimi supporti è, in genere, a cura dell'Ente che li ha prodotti che, in alcuni casi e per lo più per scopi di ricerca, li fornisce gratuitamente. Alla fase di reperimento delle carte topografiche, si affianca quella di analisi delle foto aeree della zona da investigare, attraverso le quali si acquisiscono informazioni sull'assetto morfologico del territorio e si possono effettuare delle prime ipotesi sui caratteri dei litotipi affioranti. Anche per quanto riguarda le foto aeree valgono le stesse considerazioni che abbiamo fatto in precedenza per le carte topografiche, che vengono per lo più commercializzate da agenzie private che le producono. Nell'ultimo decennio si è diffuso anche l'uso delle ortofoto (foto aeree ortorettificate e georeferenziate) che non rendono necessaria la stereoscopia per il recupero della tridimensionalità e sono

un supporto gestibile in maniera piuttosto immediata con software di tipo GIS, anche se non presentano la stessa flessibilità e ricchezza di informazioni che le foto aeree possono offrire a un lettore esperto.

Le carte topografiche andranno sempre utilizzate quale supporto dell'attività di campo, per quanto pressante si faccia giorno dopo giorno il tentativo di soppiantarle con localizzatori satellitari GPS o strumentazioni analoghe. E' bene, infatti, che un geologo non si affidi mai completamente a un sistema automatico, non fosse altro per il fatto che per rendersi conto appieno del sito in cui sta lavorando e delle difficoltà che la topografia del sito stesso può comportare nelle varie fasi di lavoro.

Come per ogni campagna di rilevamento, quale corredo alle carte sono necessarie carrette rigide con fermi di acciaio e buste impermeabili in cui inserirle in caso di pioggia; matite e colori sono quelli tipicamente usati per il rilevamento. Si rendono, inoltre, indispensabili un metro, sia esso di tipo estraibile o un doppio metro da falegname, preferibilmente di colore giallo per usarlo quale indicatore di scala nelle fotografie, e un doppio decimetro rigido, comodo per misurare singoli elementi. Il martello da geologo è sempre indispensabile e il più opportuno da usare è quello a punta comune; ad esso si affiancheranno mazze e cunei se è necessario campionare litotipi decisamente litoidi, come lave o ignimbriti saldate.

Estremamente importante è anche disporre di un raschietto di acciaio da muratore che è utile per pulire le pareti costituite da rocce piroclastiche rimanendo sulla superficie della parete senza causarne il crollo. Tra il materiale che è necessario portare con sé, annoveriamo ancora buste e pennarelli vetrografici per la campionatura, etichette in cartoncino per campioni, carta argentata per l'eventuale campionatura di materiale carbonioso da datare, che conviene non sia posto in contatto con involucri di natura organica. Un discorso a parte va fatto per la macchina fotografica che, assieme a una buona predisposizione atletica, al quaderno di campagna e al martello, costituisce il corredo basilare per il lavoro di campo di ogni geologo. Oggi l'ampia disponibilità di fotocamere digitali, che stanno raggiungendo ingombro minimo a fronte di un'ottima potenzialità, fa sì che non sia necessario portare con sé una vasta gamma di obiettivi diversi, che si possa scattare un numero di foto notevole senza dover necessariamente ricorrere alla stampa, che si possa vedere immediatamente dopo lo scatto il risultato della foto, ed eventualmente raddrizzare il tiro se la sua qualità necessita un miglioramento o se l'inquadratura non è quella desiderata. L'unica cura che bisogna esercitare è quella di avere a disposizione un dispositivo con una carica di lunga durata, o una batteria sostitutiva carica nel caso la macchina si scarichi durante la giornata di campagna. Non c'è niente di più frustrante di trovarsi in un sito che abbiamo avuto più di una difficoltà a raggiungere, e realizzare di non poter riportare un record di immagini perché la nostra macchina manca di carica. Per chi fosse interessato, è possibile anche sfruttare la potenzialità che le fotocamere digitali offrono di effettuare brevi filmati dell'intero affioramento in esame, da poter rivedere in caso la descrizione del quaderno di campagna lasci qualche dubbio.

Caratteristiche di campo dei prodotti piroclastici

La trattazione che segue affronta le osservazioni da effettuare per descrivere le caratteristiche di campo dei prodotti piroclastici, nonché i dati da raccogliere per

poter caratterizzare la tipologia di prodotto e risalire ai suoi meccanismi deposizionali. Per comodità di trattazione, vengono trattate separatamente le osservazioni sui depositi piroclastici da caduta e da corrente piroclastica, ancorché questo non sia un carattere, sulla carta, da poter stabilire a priori: va detto, però, che un occhio mediamente allenato è, nella maggior parte dei casi, in grado di distinguere a prima vista a quali delle due categorie appartenga un deposito incognito e partire, quindi, con il set di osservazioni appropriate. Dalla trattazione si vede, poi, come i caratteri da osservare siano gli stessi, e quello che si differenzia è il loro modo di manifestarsi per i diversi tipi di deposito, il che rende opportuna una schematizzazione separata.

Depositi da caduta

Contatto basale: La deposizione dei prodotti piroclastici da caduta avviene “granulo a granulo”, per cui non c’è da attendersi nessuna forma di interazione con il substrato, che non sia quella dovuta all’accumulo dei piroclasti sul substrato stesso. E’ per questo che, quale che sia la natura del substrato, il contatto appare sempre netto. Nelle successioni in aree vulcaniche teatro di attività esplosiva intervallata a periodi di quiescenza, il contatto basale è per lo più rappresentato da un paleosuolo (Tavola 1a,b), o suolo fossile, che indica appunto la stasi intereruttiva in cui i depositi piroclastici erano preda della pedogenesi. Il contatto netto con il substrato è talmente evidente che permette, addirittura, di osservare i solchi di coltivazione, anche in aree archeologiche. Nella zona di Palma Campania, ad es., i prodotti da caduta delle prime fasi dell’eruzione del 79 d.C. ripetono nettamente l’andamento corrugato di un substrato che, all’epoca dell’eruzione, rappresentava un campo coltivato.

Contatto sommitale: Il tipo di contatto sommitale non dipende dal deposito caduta in sé, ma dalla tipologia di deposito che poggia su di esso. Tale contatto, pertanto, sarà netto quando altri depositi da caduta ricopriranno quell’oggetto di studio, netto o erosionale se, ad es., su questo poggeranno prodotti da corrente piroclastica, colate laviche o, infine, se il top del nostro deposito sarà esposto alla pedogenesi o agli agenti esogeni.

Geometria del deposito: I prodotti da caduta hanno un carattere mantellante della topografia preesistente e, pertanto, ne ripetono la morfologia. Lo scivolamento conseguente la messa in posto (fall and running) è raro, e si verifica solo per pendenze del substrato superiori ai 30°.

Spessore del deposito: I prodotti da caduta conservano lo spessore alla scala dell’affioramento (Tavola 1c). Le variazioni di spessore sono legate alla diminuzione con la distanza dal centro eruttivo, e si apprezzano su distanze significative. E’ chiaro che la costanza dello spessore va considerata valida solo quando possiamo ipotizzare un contatto sommitale netto, perché in caso di contatti erosionali è possibile che lo spessore non venga conservato neanche alla scala dell’affioramento. Per quanto riguarda le misure dello spessore, va ricordato che esse vanno prese in maniera estremamente precisa, e che, soprattutto, se ci sono variazioni apparenti che interrompono la continuità verticale del deposito (es. variazioni di granulometria media, aumento del tenore di frazione litica, variazioni nel colore della frazione juvenile etc.) conviene sempre prendere misure differenziate per tutti gli apparenti “sottolivel-

li". Essi, infatti, possono essere indicativi di variazioni nel regime dell'eruzione di cui è opportuno trovare riscontro e, in ogni caso, se il dato riscontrato dovesse apparire poco significativo a una seconda analisi, si ha sempre la possibilità di sommare i dati di spessore; quello che non risulta possibile, a meno di non tornare sul posto o di disporre di fotografie in scala in cui la discontinuità sia evidente, è risalire allo spessore di un livello che non abbiamo misurato. La misura degli spessori è importantissima perché consente di costruire le isopache, isolinee di spessore utili per la definizione della direzione dell'asse di dispersione, per la determinazione dei volumi eruttati e per la classificazione delle eruzioni esplosive.

Colore del deposito: E' un'osservazione che, come tutte quelle riguardanti il colore, ha caratteri di soggettività; per evitare i problemi a questa connessi, è buona norma fare riferimento sempre alla tavola dei colori di Munsell. Le variazioni di colore alla scala dell'affioramento possono essere collegate all'aumento di tenore in litici (es. i prodotti da caduta dell'eruzione di Ottaviano del Somma-Vesuvio passano da bianchi a rosati in risposta all'aumento della componente di litici lavici – Tavola 1c) oppure a variazioni di colore nella frazione juvenile (es. passaggio da pomici bianche fonolitiche a pomici grigie tefrifonolitiche che si osserva nei prodotti dell'eruzione di Avellino o del 79 d.C. del Somma-Vesuvio – Tavola 1d).

Caratteristiche strutturali: La caratteristica strutturale più importante nei prodotti da caduta è la gradazione, che può essere diretta, con una diminuzione delle dimensioni dei clasti lungo la verticale o, più frequentemente, inversa, con un aumento delle dimensioni medie dei clasti lungo la verticale. La setacciatura di un congruo numero di campioni prelevato in una successione verticale, con la relativa analisi granulometrica, ci permette di determinare il diametro medio e verificare l'entità delle variazioni. I depositi da caduta non sono mai stratificati, quello che invece è possibile notare è un andamento laminato (bedding) più o meno accentuato. L'apparente stratificazione è per lo più collegata a improvvise variazioni dei caratteri granulometrici o dell'assortimento litologico dei vari orizzonti. La gradazione inversa è testimonianza di una colonna eruttiva la cui altezza aumenta progressivamente, il bedding o faint lamination testimonia, invece, pulsazioni che comportano variazioni di altezza della colonna eruttiva. I prodotti da caduta si mostrano sempre ben selezionati (basso valore del sorting, anche questo è un parametro quantificabile tramite l'analisi granulometrica), anche se nei siti estremamente prossimali l'effetto dei balistici tende ad abbassare il sorting del deposito (Tavola 2e,f), come pure in quelli distali tale parametro è condizionato dall'aggregazione delle particelle cineritiche all'interno della nube.

Natura e dimensioni massime dei clasti: In campagna vanno osservati e registrati i caratteri della frazione juvenile (pomicea, scoriacea), nonché della frazione litica. Quest'ultima, in particolare, per i prodotti da caduta riflette le sole caratteristiche del substrato in cui sono contenuti serbatoio magmatico e condotto eruttivo, nonché la possibile esistenza di litici "cognati", cioè formati all'interno della camera magmatica per accumulo di cristalli durante le fasi pre-eruttive. Non è registrata l'esistenza di litici accidentali, a meno di casi particolari, come capita ad esempio nei prodotti dell'eruzio-

ne del 79 d.C. che, in seguito ai crolli parziali di manufatti all'interno di scavi archeologici, possono contenere resti di tegole (Tavola 2d). Le dimensioni massime dei clasti si ottengono misurando il diametro o, meglio ancora, la media dei tre diametri (maggiore, intermedio, minore) nei clasti di dimensioni massime dell'affioramento: si preferisce fare almeno sei misure e mediarle, considerando separatamente le pomici e i litici.

E' chiaro che se di una successione sono stati individuati momenti diversi di deposizione dei prodotti da caduta (es. fase di deposizione delle pomici bianche – fase di deposizione delle pomici grigie nei prodotti del 79 d.C.) le misure delle dimensioni massime degli elementi costituenti il deposito vanno prese separatamente. Le dimensioni così determinate sono utili per costruire le mappe delle isoplete, che rendono conto dell'altezza raggiunta dalla colonna eruttiva nelle singole fasi dell'eruzione (Tavola 2a,b).

Colore dei clasti: Valgono le considerazioni fatte sul colore del deposito, anche se dobbiamo considerare che una variazione del colore degli elementi juvenili non è sempre indizio di una variazione nel loro chimismo. Nell'eruzione di Parata Grande a Ventotene, ad es., convivono frammenti juvenili bianchi con altri di colore nocciola scuro, tanto da guadagnare al deposito la denominazione di “fall sale e pepe” (Tavola 1e). Tuttavia, la composizione chimica dei frammenti rimane fonolitica per entrambe le tipologie, e a far variare il colore è il grado di vescicolazione, che risulta molto ridotto nei frammenti più scuri.

Grado di porfiricità degli elementi juvenili: Questa osservazione è possibile a carattere macroscopico, sull'affioramento, anche con l'ausilio di una lente di ingrandimento. Sarà possibile verificare, e annotare, la presenza di cristalli sialici e femici, anche se non sarà possibile, tranne in rari casi quando l'abito del cristallo è diagnostico e ben conservato, definirne la natura.

Forma dei clasti: Per definire la forma dei clasti per lo più basta un'osservazione a carattere macroscopico: i clasti dei prodotti da caduta saranno per lo più a spigoli vivi, riflettendo l'assenza di trasporto relativo degli stessi. La forma degli elementi sarà quindi molto articolata, e anche quelli appartenenti alle classi di dimensioni più grossolane presenteranno un aspetto molto articolato (Tavola 1f). La frazione juvenile, specie quella pomicea delle classi più grossolane, presenterà frequentemente delle fratture dovute all'impatto con il suolo del materiale piuttosto fragile, caratteristica che i litici non presentano.

Gradi di alterazione dei clasti: Questo è un carattere osservabile soprattutto nei prodotti da caduta più antichi in cui le pomici si presentano terrose e polverulente, per effetto dell'argillificazione della componente vetrosa. Il fenomeno coinvolge molto spesso anche le parti alte delle successioni di depositi da caduta recenti, in cui gli elementi pomicei assumono una colorazione rubefatta, per effetto dell'incipiente humificazione. A volte è visibile una sfumatura tra il top del deposito, arrossato, verso il paleosuolo che lo sovrasta, di colore dal rosso all'ocraceo. Tale fenomeno è rapidissimo nei depositi da caduta che, essendo per lo più dei depositi granulari sciolti, sono molto pervi alla penetrazione delle acque dilavanti.

Prodotti da corrente piroclastica

Contatto basale: Esso può essere sia parallelo al substrato che erosionale, in risposta al potere erosivo della corrente stessa. Correnti diluite e turbolente (tipicamente note come base surge) hanno molto spesso un contatto erosionale con il substrato, che può essere anche rappresentato dal prodotto di una corrente analoga. In altri casi invece, la corrente è “depletiva”, cioè ha tendenza a sedimentare, e i depositi appoggiano con continuità sul substrato. Anche alla scala dell'affioramento è frequente che il contatto basale cambi le sue caratteristiche, in risposta alla diversa capacità erosiva della corrente, che varia anche su distanze molto brevi.

Contatto sommitale: Il tipo di contatto sommitale non dipende dal deposito in sé, ma dalla tipologia di deposito che poggia su di esso. E' sempre molto importante verificare i caratteri del contatto sommitale, perché il suo andamento e la sua natura sono basilari per la definizione dello spessore del deposito (Tavola 3f).

Geometria: A differenza dei depositi da caduta, la topografia preesistente gioca un ruolo importantissimo nella deposizione dei prodotti da corrente piroclastica. Le correnti più dense, in particolare, tenderanno ad ispessirsi nei bassi topografici e il controllo esercitato da parte della gravità sulla loro deposizione sarà notevolissimo. Quando il grado di diluizione aumenta, l'effetto di tale controllo si fa minore e sarà possibile per la corrente stessa scavalcare gli ostacoli topografici. Per chi fa rilevamento su questo tipo di prodotti, è quindi basilare riuscire a ricostruire l'assetto della topografia all'atto della loro messa in posto, senza lasciarsi condizionare dall'andamento del rilievo attuale. Nei valloni che solcano il Somma, infatti, come l'Alveo di Pollena o il Lago di Mucedone, è possibile verificare che i prodotti da flusso rispettivamente dell'eruzione di Avellino (4.2 ka B.P. - Tavola 3b) e di quella di Ottaviano (ca 9.0 ka B.P.) si sono messi in posto in presenza di un rilievo inciso da paleovalli che tagliavano in direzione NE-SW la valle attuale. Per poter effettuare questo studio è necessario osservare un buon numero di successioni, ed avere la fortuna di ritrovare dei tagli esposti quanto più possibile perpendicolari tra loro. Questo consente di ricostruire la direzione di flusso e l'assetto della paleotopografia, ed è particolarmente importante quando si lavora nei campi vulcanici, in cui la posizione del vent da cui proviene il deposito in esame può anche non essere conosciuta. Va inoltre sottolineato come il forte controllo topografico esercitato dalla morfologia pre-esistente sui prodotti da PDC rende l'estrapolazione degli spessori una operazione molto delicata e non sempre corretta.

Discontinuità: Rotture di continuità all'interno dei depositi piroclastici a volte vengono definite stratificazioni: il termine non va inteso come indice di un'assenza di sedimentazione, quanto come l'effetto di variazioni del regime eruttivo che consentono la formazione di queste discontinuità. In tal senso, forse è più opportuno parlare di unità da flusso, che rappresentano i prodotti di fenomenologie da PDC innescate in tempi diversi nell'arco della stessa eruzione (Tavola 3a). Un'ulteriore distinguo, a tale proposito, può essere fatto tra **unità da flusso s.s.** (prodotto di una singola corrente piroclastica individuabile in campagna sulla base di caratteristiche peculiari quali l'assortimento litologico o la granulometria media dei prodotti (Tavola 3c,d,)) ed **unità da raffreddamento**, formatesi a seguito invece di una rapida giustapposizione dei pro-

dotti di più PDC. Queste sequenze, pertanto, sono caratterizzate da una storia comune di raffreddamento che molte volte concorre ad obliterare le discontinuità tra varie un'unità da flusso. Un indizio di trovarsi di fronte ad un'unica unità di raffreddamento può essere rappresentato dalla continuità delle pipes (Tavola 3e), che tagliano tutto il deposito. Se la nostra ipotesi di partenza è quella di un'aggradazione progressiva della corrente più che di un arresto in massa, lo schema fin qui presentato va applicato con un approccio meno rigido, che aiuta a spiegare, ad es., la frequente presenza di pipes anastomizzate all'interno del deposito da PDC.

Strutture: I depositi da PDC più concentrate sono estremamente eterometrici ed hanno in genere un aspetto massivo, pur presentando orizzonti di tipo clast supported (Tavola 3c), in cui la matrice è decisamente subordinata ai clasti, ad orizzonti di tipo matrix supported, in cui i clasti sono in numero e volume decisamente inferiori alla matrice (Tavola 3d). Queste stime vengono fatte visivamente alla scala dell'affioramento, e consentono di evidenziare concentrazioni in sciame e lenti di materiale pomiceo litico, da correlarsi alle locali variazioni del grado di turbolenza delle correnti. Per queste descrizioni è necessario aiutarsi con fotografie degli affioramenti e disegni in scala, che rendano conto delle variazioni evidenti. Strutture da degassazione tipiche dei prodotti da corrente piroclastica, la cui presenza consente, molte volte, di distinguere un deposito vulcanoclastico da uno primario, sono rappresentate dalle pipes, che sono dei veri e propri camini da abbandono dei gas. Essi sono caratterizzati da un'abbondanza di materiale grossolano rispetto alla totalità di un flusso massivo, in quanto rappresentano delle vie preferenziali di fuoriuscita per i gas che, durante il loro percorso, portano con sé la frazione sottile del deposito elutriandola. La presenza di pipes è garanzia di rapida aggradazione di una corrente ricca di gas primari, quindi estremamente fluidizzata. Le correnti piroclastiche diluite (i pyroclastic surge della classificazione canonica) hanno strutture sedimentarie molto più evidenti dei loro corrispondenti concentrati, alla macro come alla mesoscala (Tavola 4a). I caratteri di questi depositi nelle facies più prossimali sono individuati da stratificazione incrociata, dovuta alla formazione di una stratificazione interna che forma un angolo con quella sottostante. E' possibile avere delle vere e proprie dune, con lato meno inclinato nella direzione della corrente, o antidune (Tavola 4b), che sono strutture sedimentarie trattive 'dunoidi' che si formano in condizioni di regime super-critico e migrano controcorrente. Frequenti sono, ancora, le strutture testimonianti la capacità di questi flussi di produrre erosione e sedimentazione contemporaneamente (strutture tipo scour and fill - Tavola 4d). Queste caratteristiche, che sono tipiche delle facies estremamente prossimali, lasciano il posto a depositi con carattere massivo nell'arco di poche centinaia di metri, che a loro volta fanno transizione a depositi caratterizzati da un bedding planare o debolmente ondulato (Tavola 4b,f), per lo più correlato a variazioni granulometriche delle code di queste correnti piroclastiche, con caratteri tipici di eruzioni a impulsi. Questa schematizzazione che noi abbiamo qui identificato al variare della distanza dal vent, non è detto che sia sempre applicabile: quello che possiamo affermare, in generale, è che depositi da diluted PDC in regime di turbolenza presenteranno strutture sedimentarie molto più evidenti di quanto non facciano correnti concentrate, che hanno tendenza a depositi massivi.

Gradazione: Le osservazioni da fare su un affioramento di depositi da PDC comportano sicuramente la verifica della presenza di eventuali gradazioni degli elementi in senso verticale. A fronte di una decisa prevalenza di depositi massivi, nello schema tipico dei depositi da flusso piroclastico, la gradazione è per lo più guidata dal contrasto di densità clasti matrice, per cui è frequente invocare la coarse tail gradation per giustificare la presenza di litici gradati diretti e pomici gradate inverse, cosa che nei depositi da caduta capita solo se essi sono depositati in acqua. A volte è possibile individuare, soprattutto qualora si disponga di affioramenti di una notevole estensione, gradazioni in senso laterale (Tavola 3c,d,e). Esse, per lo più, coinvolgono il materiale pomiceo grossolano, che tende ad essere, date le sue caratteristiche di densità, filtrato verso le zone in cui il flusso presenta velocità maggiore, ad esempio quelle in cui minore è l'attrito: per questo è possibile osservare, a volte, grosse pomici concentrate in sciame o lenti. Per i flussi piroclastici la stima delle gradazioni è da effettuarsi alla scala dell'affioramento, per cui è utile ricercare quante più esposizioni possibili, dalle quali poter ricavare il maggior numero di informazioni. In generale i depositi da PDC piuttosto concentrate sono caratterizzati da un pessimo sorting, che presenta valori piuttosto alti. Tali valori migliorano, abbassandosi, man mano che il grado di diluizione delle correnti aumenta, ma non raggiungono mai i valori tipici dei prodotti da caduta. Le analisi granulometriche per setacciatura in genere sono limitate alla matrice del deposito, mentre per i clasti si effettuano misure direttamente sul campo. Le analisi delle componenti litologiche, a parità di classe granulometrica, per le classi più fini individueranno nella matrice dei flussi piroclastici un arricchimento in cristalli e una diminuzione della frazione juvenile rispetto alla corrispondente classe di un prodotto da caduta. Tale caratteristica è collegata alla perdita in vetro dovuta all'elutrazione e, specificamente riguardo all'aumento in cristalli, alla liberazione di frazione cristallina dalla componente pomicea per abrasione.

Natura dei clasti: Valgono le stesse considerazioni fatte per i depositi da caduta, con l'aggiunta della possibile presenza di litici accidentali che la corrente eredita durante il trasporto, che quindi saranno traccia del substrato che essa ha attraversato prima della deposizione. Nelle correnti piroclastiche diluite è possibile trovare lapilli accrezionari, forme che indicano l'aggregazione di materiale cineritico all'interno della nube co-ignimbritica. Tali forme sono estremamente tipiche dei prodotti classicamente definiti come base surge, in cui la presenza di vapore ai limiti della condensazione, la turbolenza della corrente, nonché la notevole percentuale di materiale cineritico dovuta agli effetti dell'interazione acqua/magma, causeranno più frequentemente la aggregazione di particelle in forma di pisoliti (Tavola 4c).

Forma dei clasti: Gli elementi costituenti i depositi da PDC presenteranno un grado di arrotondamento maggiore rispetto ai clasti nei prodotti da caduta. Tale arrotondamento è più evidente per la frazione juvenile pomicea, che risulta più abradibile della componente litica. L'arrotondamento è in qualche modo misura della storia di trasporto in massa del materiale costituente il deposito, perché sarà tanto più accentuato quanto più lungo sarà stato il trasporto che ne ha consentito l'abrasione.

Saldatura: Tra le osservazioni che vanno fatte in campagna, e che molte volte è necessario anche mappare in maniera areale, costruendo delle specifiche carte, è importante il grado di saldatura. Esso è estremamente tipico dei prodotti da corrente

piroclastica e decisamente più infrequente nei prodotti da caduta. Prodotti di diverse unità da raffreddamento possono presentare diverso grado di saldatura, in quanto essa è un meccanismo estremamente complesso le cui cause non sono ancora completamente chiare. Tra i fattori predisponenti alla saldatura vanno considerati sicuramente la temperatura di partenza della nube piroclastica, i tempi di raffreddamento e la composizione del vetro originario, mentre non è ancora ben chiaro il ruolo del carico litostatico. La saldatura può essere estremamente spinta, e causare anche la deformazione dei frammenti iuvenili che si trovano anche isoorientati, o soltanto incipiente (Tavola 3g). A volte essa, come nel Tufo Giallo Napoletano, è legata a fenomeni di trasformazione del vetro vulcanico, come la zeolitizzazione (Tavola 4g). Nei depositi saldati, alla scala dell'affioramento, è necessario fare delle osservazioni riguardanti isoorientazione dei clasti e ricorrenza di fenomeni reomorfici.

La Tavola 5 riporta una flow chart con uno schema riassuntivo delle operazioni da compiere per l'analisi di campo in aree vulcaniche, utile quale promemoria delle osservazioni da compiere in campagna.

Tavola 1- Prodotti da caduta

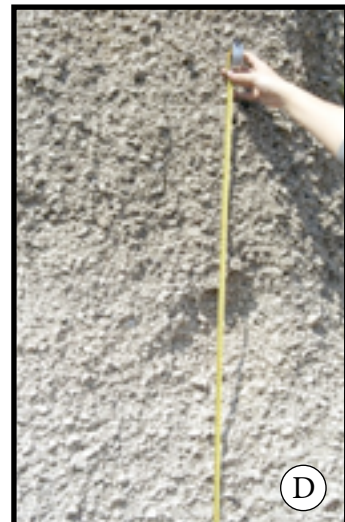


Tavola 1: Prodotti da caduta dell'eruzione di Ottaviano del Somma-Vesuvio al Lagno Macedonia (Somma-Vesuviana) poggianti su un paleosuolo (a); prodotti da caduta dell'eruzione del Vesuvio del 1944 a Nocera Superiore (b); prodotti da caduta dell'eruzione di Ottaviano a Lagno Trocchia (S. Anastasia): la variazione di colore in senso verticale è dovuta all'aumento in componente litica (c); transizione da pomici da caduta bianche (fonolitiche) a pomici da caduta grigie (tefrifonolitiche) a Pompei (d); fall "sale e pepe" dell'eruzione di Parata Grande a Ventotene: la differenza di colore del materiale giovanile è dovuta al diverso grado di vescicolazione (e); prodotti da caduta dell'eruzione del Vesuvio del 1631 a Palma Campania (f).

Tavola 2- Prodotti da caduta

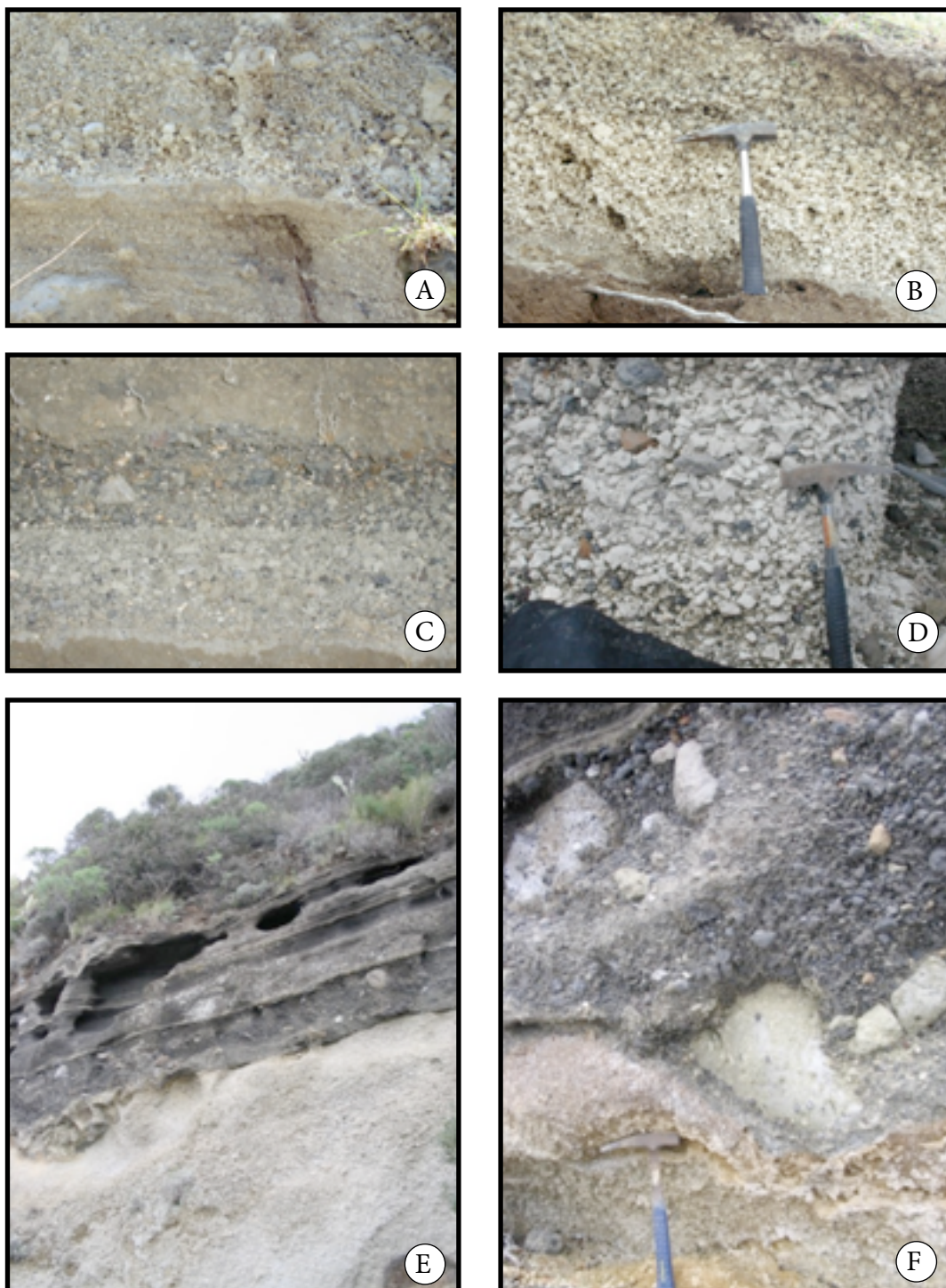


Tavola 2: Variazioni granulometriche nella stessa unità di pomici bianche da caduta dell'eruzione del Somma-Vesuvio di Avellino (ca. 4.2 ka B.P.) nella località prossimale di San Sebastiano al Vesuvio (a) e nella località intermedia di Palma Campania (b); gradazione inversa nei prodotti dell'eruzione del 79 d.C. a S. Giuseppe Vesuviano (c); prodotti da caduta del 79 d.C. relativi al crollo parziale di una tettoia nell'area di una villa rustica a Terzigno: si noti la presenza di frammenti di tegole romane (d); alla base pomici da caduta dell'Epomeo di Ischia (ca 75 ka B.P.) e al tetto i prodotti da caduta dell'eruzione de Le Formiche di Vivara a Vivara (e) e particolare del contatto (f): si noti la presenza di elementi balistici.

Tavola 3 - Prodotti da corrente piroclastica

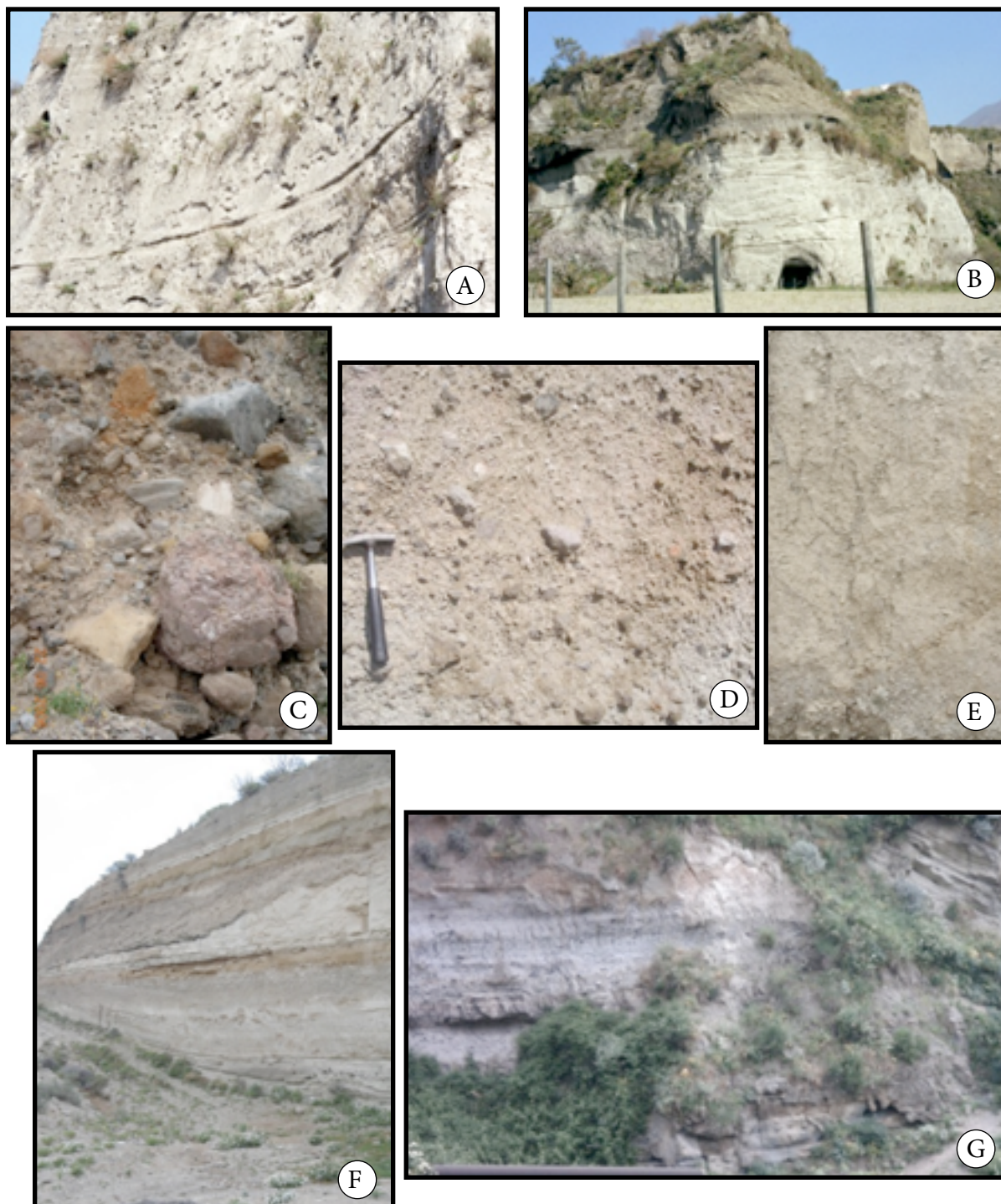


Tavola 3: Differenti unità di prodotti da corrente piroclastica dell'eruzione di Ottaviano del Somma-Vesuvio al Lago di Agnone (Somma-Vesuviana) (a); prodotti da corrente piroclastica dell'eruzione del 472d.C. del Somma-Vesuvio sovrapposti a quelli dell'eruzione di Avellino (ca 4.2 ka B.P.) nell'Alveo di Pollena (Pollena Trocchia) distinguibili dalla differenza di colore (b); Diferse assortimenti granulometrici nei prodotti della Breccia Museo a Procida, Punta della Lingua (c), spiaggia di Pozzo Vecchio (d), spiaggia di Sancio Cattolico, in cui sono evidenti le pipes (e); sovrapposizione di vari prodotti da corrente piroclastica intercalati a paleosuoli alle Canarie, isola di Tenerife (f); alternanze di livelli pipernoidi e brecciosi nei prodotti della Breccia Museo al Vallone del Verdolino a Napoli, collina dei Camaldoli (g).

Tavola 4 - Prodotti da corrente piroclastica

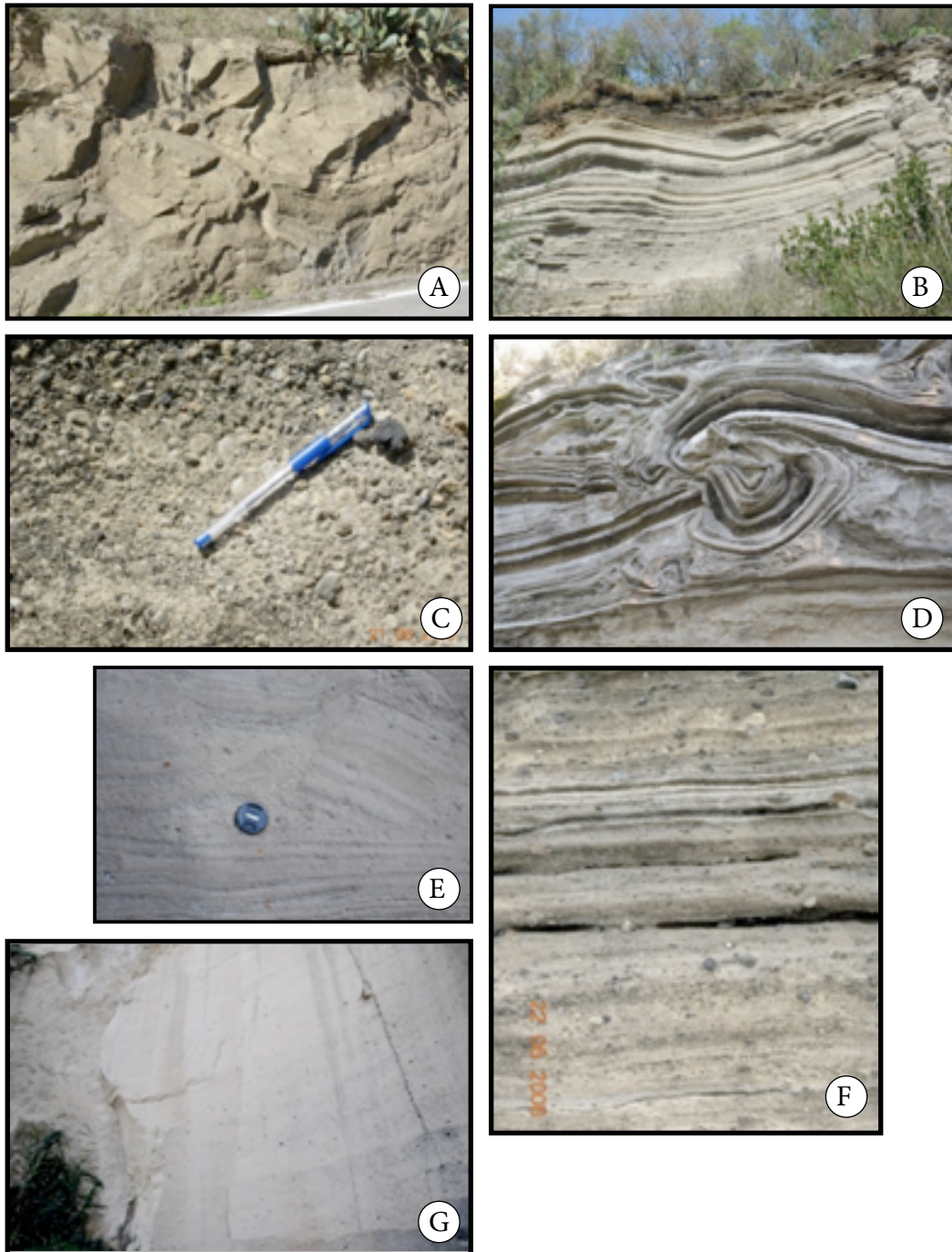


Tavola 4: Struttura ad U nei prodotti dell'eruzione di Solchiaro dell'isola di Procida lungo la via Panoramica (a), prodotti distali della stessa eruzione alla spiaggia di Pozzo Vecchio (b), pisoliti dai prodotti basali di Solchiaro al Carbogno (c); convolute nei prodotti di Citara all'isola d'Ischia (d) e strutture dunari all'interno degli stessi prodotti alla spiaggia del Poseidon (e); laminazione dei depositi da corrente piroclastica diluita dell'eruzione di Fiumicello dell'isola di Procida a Capo Faro (f); prodotti del Tufo Giallo Napoletano alla dismessa Cava Marasca, Vallone del Verdolino a Napoli (g).

Tavola 5

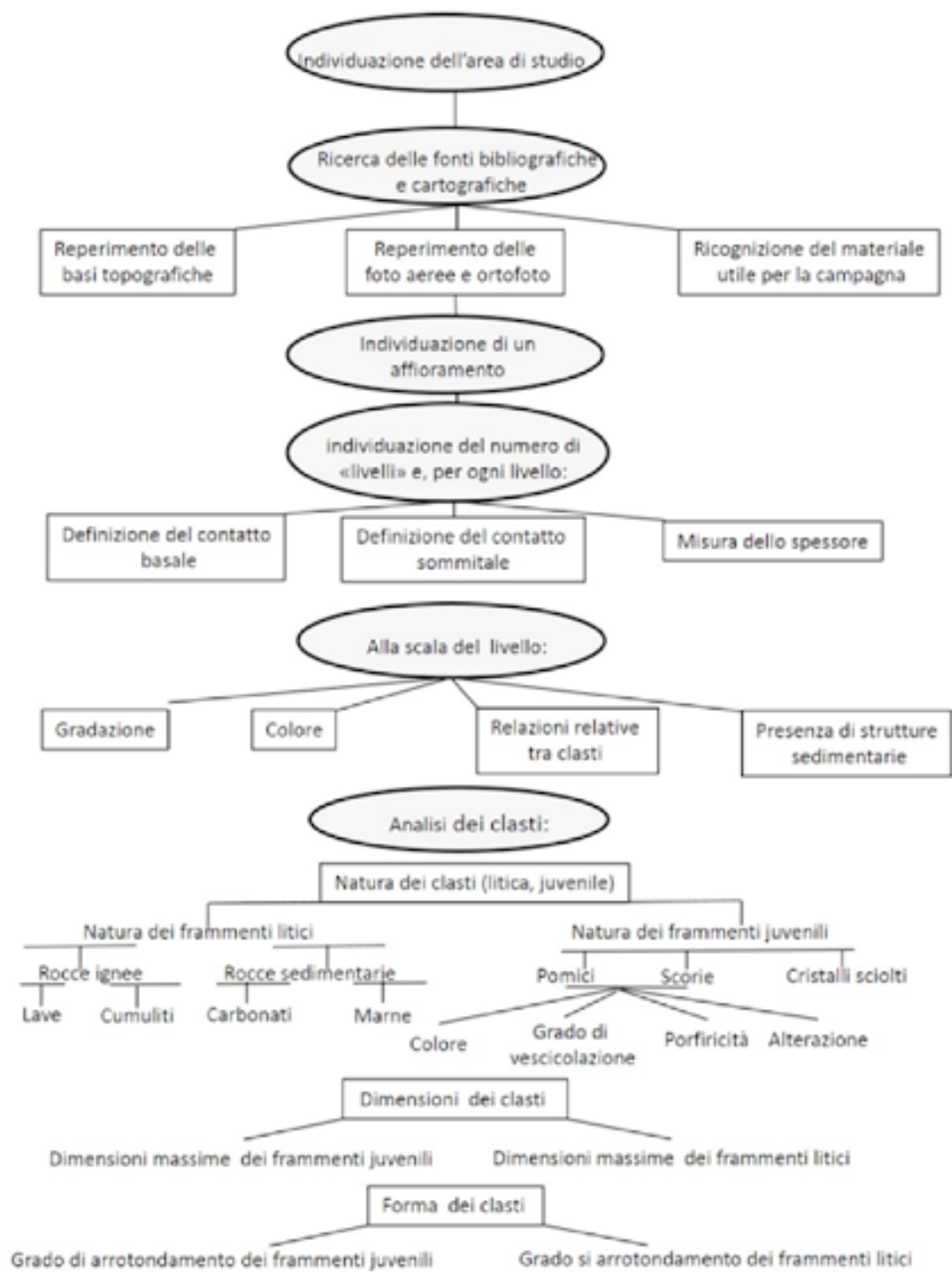


Tavola 5: schema riassuntivo delle operazioni da compiere per l'analisi di campo in aree vulcaniche.

Alcune eruzioni da ricordare

Santorini (1428 a.C.), mar Egeo; **eruzione di Pompei 79 d.C.**, Somma-Vesuvio, Italia; **Tambora (1815)**, Indonesia; **Isola Ferdinandea (1831)**, mar di Sicilia; **Krakatoa (1883)**, Indonesia; **La Pelée (1902)**, Isola della Martinica (Mar Caraibico); **Capelinhos (1954)**, Isole Azzorre; **Surtsey (1963)**, Arcipelago Islandese; **Vesuvio (1944)**, Italia, **Pinatubo (1991)**, Filippine. Il controllo delle colate laviche all'Etna (1983,1991-93,2001), Italia. (F.Barberi e M.L.Carapezza).

Ricordare queste eruzioni, a differenza di altre, significa che questi eventi hanno rappresentato nel tempo un fenomeno naturale non fine a se stesso ma correlato e soprattutto incidente con l'attività umana. Tre di queste eruzioni avvenute rispettivamente in epoca protostorica, storica ed attuale indicano come e quanto un evento naturale possa condizionare la vita di una popolazione che per sopravvivere è stata costretta ad emigrare per mitigare i pericoli che nascono da un'area di vulcanismo attivo.

Santorini - L'eruzione minoica di Thera, fu una catastrofica eruzione vulcanica con un VEI stimato fra 6 e 7. Si ipotizza che l'eruzione sia avvenuta nella metà del II secolo a.C. L'eruzione devastò l'isola di Thera, in particolare l'insediamento minoico che si trovava ad Akrotiri.

79 d.C. - Le due lettere di Plinio il Giovane, che nel 104 d.C. invia allo storico Tacito, lettere scritte su gli appunti dello zio, il grande Naturalista Plinio il Vecchio, rappresentano la nascita della Vulcanologia. Nel contempo questa eruzione fa comprendere che i Romani non conoscevano questa fenomenologia naturale anche se si erano insediati nei Campi Flegrei e al Somma-Vesuvio fin dal III secolo a.C.

Tambora 1815 - In Indonesia l'inizio del XVII secolo fu caratterizzato da una serie di attività vulcaniche a carattere altamente esplosivo fra le quali la più violenta fu quella del Tambora nel 1815 e quella verificatasi nel 1822 nell'isola di Giava. La notevole quantità di materiale piroclastico emesso da queste eruzioni esplosive interessò periodicamente la stratosfera in cui le ceneri stagnarono per molto tempo intorno alla Terra al punto tale da far definire, in seguito all'eruzione del Tambora, il 1816 l'anno senza estate.

L'isola Ferdinandea – Quasi sicuramente rappresenterà una novità per molti italiani conoscere che nel mare di Sicilia, nel regno delle due Sicilie, nacque nel 1831 un'isola che fu oggetto di interesse economico e strategico di molte nazioni le cui flotte mercantili e militari solcavano il Mediterraneo.

Krakatoa 1883 – L'eruzione del Krakatoa nuovamente in Indonesia dopo quella del Tambora è stata caratterizzata da una esplosività tale da classificarne la VEI uguale a 6. Il conseguente tsunami devastò moltissimi villaggi causando circa 40.000 morti. Tra Sumatra e Giava il panorama morfologico cambiò notevolmente riducendo l'antico vulcano in un moncone di isole.

La Pelée - La Pelée è un vulcano, alto 1397 m, localizzato nella parte settentrionale dell'isola della Martinica. A questa eruzione, avvenuta l'8 maggio del 1902, è legata la distruzione della città di Saint-Pierre e la morte dei suoi 30.000 abitanti: la Pompei del XX secolo!

Surtsey e Capelinhos - Queste due eruzioni sono legate all'attività della Dorsale-Medio-Atantica che solca l'oceano Atlantico da Sud a Nord dove essa termina, dividendosi in due rami, in Islanda. Entrambe le eruzioni hanno arricchito sia l'arcipelago islandese (Surtsey, 1963) sia quello delle isole Azzorre (1957). Le modalità eruttive sono molto simili: carattere esplosivo idromagmatico iniziale cui ha fatto seguito attività subaerea tipicamente stromboliana alternata a fontanamenti di lava e susseguente effusioni laviche, quest'ultime importanti in quanto hanno difeso le isole dalla distruzione da parte dei marosi oceanici.

Vesuvio 1944 - L'ultima eruzione del Vesuvio, avvenuta in tempi appena post-bellici, non rappresenta alcuna novità da un punto di vista vulcanologico, se si considera l'insieme della attività vesuviana iniziata, dopo secoli di lunga quiescenza, nel 1631 e va a chiudere ultimo ciclo vesuviano iniziato col l'eruzione del 1906. Rappresenta invece un primo esempio concreto di Protezione Civile, operata dalle Truppe Alleate di stanza a Napoli, verso la cittadinanza vesuviana ancora afflitta dai danni della guerra.

L'eruzione del Pinatubo - giugno 1991 - Nel giugno del 1991 nelle Filippine, dopo circa 400 anni di quiete, il Vulcano Pinatubo, presso l'isola di Luzon, rientrò in attività esplosiva generando la seconda più grande e violenta eruzione del XX secolo. Grazie alla attenta azione di monitoraggio pre-eruttivo quasi tutti gli abitanti furono evacuati. A seguito di questa attività esplosiva si sedimentarono nell'area vulcanica ingenti volumi di piroclastiti sotto forma di pomici da caduta e di PDCs. Negli anni seguenti post-eruttivi forti piogge monsoniche mobilitarono questi depositi generando Lahar posteruttivi che distrussero una serie di villaggi in cui vivevano quasi due milioni di abitanti. **Le lave dell'Etna del 1983,1991-93,2001**. Vengono descritti con molti dettagli i controlli effettuati sulle lave dell'Etna in tre distinti periodi temporali. Questi esperimenti sulle deviazioni di lave sono gli unici fatti al mondo.

Eruzione di Santorini



Fig.1 - La città di Thera sull'isola di Santorini

L'eruzione minoica di Santorini fu una catastrofica eruzione vulcanica (VEI stimato fra 6 e 7), avvenuta nella metà del II secolo a.C. L'eruzione devastò l'isola (fig.1), in particolare l'insediamento minoico che si trovava ad Akrotiri. Anche nelle vicine isole, come a Creta, si registrarono gravi danni all'agricoltura.

Questa eruzione in base alla distribuzione areale dei suoi prodotti costituisce un valido riferimento cronologico relativo al II millennio a.C. Pertanto per la sua posizione stratigrafica non esistono aspetti scientifici contraddittori, invece è sull'età assoluta che esistono divergenze scientifiche. Recenti datazioni C^{14} indicano che l'eruzione avvenne tra il 1627-1600 a.C. La stessa metodologia C^{14} è stata ripetuta recentemente ed eseguita contemporaneamente in tre differenti laboratori europei su frammenti di legno, ossa e semi, prelevati in differenti località (inclusa Santorini) dell'Egeo dove affioravano i prodotti dell'eruzione minoica. Le nuove datazioni con C^{14} hanno fornito un intervallo assoluto tra 1660-1613 a.C.. Queste età sono in conflitto con gli studi archeologici dell'età del bronzo nel Mediterraneo Orientale. Se la datazione con il radiocarbonio è esatta, si dovrebbero avere nuove collocazioni cronologiche di molte delle culture del Mediterraneo orientale.

Di questa eruzione due evidenze sono da ricordare: l'assenza totale sia di resti di abitanti di Akrotiri (fig.2) sia di manufatti.

La possibile spiegazione risiede nella constatazione che gli abitanti avevano avuto evidenze che il fenomeno stava per avvenire (gli abitanti conoscevano le fenomenologie eruttive a differenza dei pompeiani nell'eruzione del 79 d.C.), probabilmente in seguito ad eventi sismici pre-eruttivi (fig.3), e di conseguenza, essendo esperti navigatori, decisero di abbandonare l'isola portando via anche molte suppellettili.

La stratigrafia affiorante nei bordi interni della caldera mette in evidenza come prima dell'eruzione minoica, il vulcano a Thera avesse prodotto numerose eruzioni esplosive nell'arco di centinaia di migliaia di anni. Prima dell'eruzione minoica, le pareti della caldera probabilmente formavano un anello quasi continuo.

Sull'isola di Santorini si rinviene, su un paleosuolo, la completa stratigrafia dell'eruzione esplosiva di Santorini (circa 60 metri) (fig.4).

Dall'esame della stratigrafia si evince che l'eruzione si è svolta in tre fasi: una fase pliniana di colonna sostenuta che si innalza, si stima, fino a 30 km, produce sull'isola una caduta di pomici bianche



Fig.2 - Scavi ad Akrotiri su Thera



Fig.3 - Scavi di Akrotiri - Effetti da terremoto pre-eruttivo (?)

(circa 8 metri) che si sedimentano sulla precedente morfologia; a tetto delle pomici bianche si osserva un deposito piroclastico a struttura massiva la cui base, per pochi metri, presenta stratificazioni ondulate ed incrociate. Questo deposito sta a indicare che il dinamismo della colonna eruttiva da una fase a colonna sostenuta passò al collasso della stessa con una distribuzione perivulcanica sull'isola di flussi piroclastici.

La vicinanza con l'acqua di mare poco profondo generò, durante l'eruzione, onde orizzontali di gas misto a cenere che si diffusero sulle isole circostanti fino a Creta distante circa 100 km. Gli effetti dell'impatto sul costruito produssero la deformazione delle mura perimetrali delle abitazioni.

Ricerche condotte nel 2006 hanno suggerito che l'eruzione minoica fu un evento molto più grande e disastroso e tale da poter essere paragonato alle storiche eruzioni del Tambora e del Krakatoa. Infatti ricerche eseguite nel 1991 hanno stimato che



Fig.4 - Thera: Sequenza stratigrafica dei prodotti dell'eruzione minoica.

l'eruzione fu di 60 km³ di DRE e il conseguente volume di piroclastiti sarebbe stato di circa 100 km³. In conseguenza di ciò nel Mediterraneo si sono trovati depositi di pomici di questa eruzione e depositi di cenere nelle carote perforate sul fondale marino dell'Egeo e nei laghi in Turchia. Dati raccolti sulla distribuzione dei prodotti indica che la più abbondante caduta di piroclasti avvenne in direzione a est e a nord-est di Thera.

La civiltà minoica a seguito dell'eruzione non fu completamente distrutta come viene testimoniato dalla presenza di resti archeologici di età minoica rinvenuti a tetto dei prodotti dell'eruzione di Santorini. Gli abitanti, esperti navigatori probabilmente si allontanarono dall'isola prima dell'eruzione per poi

ritornare subito dopo l'evento. Comunque l'eruzione probabilmente causò un significativo danno economico alla popolazione minoica accelerando forse anche la decadenza del loro impero millenario.

Infine è da ricordare che a questa eruzione è legata la storia di un'isola leggendaria: il mito di Atlantide come viene descritta da Platone nei dialoghi Timeo e Crizia del IV secolo a.C.

Eruzione del 79 d.C.

Prima dell'eruzione del 79 d.C. le conoscenze sul carattere vulcanico del Somma erano alquanto scarse e frammentarie. La montagna, così la popolazione identificava il Somma, era più nota per le caratteristiche dei suoi terreni che permettevano colture intensive e di qualità come quelle delle sue vigne.



Fig. 1 - Il Somma secondo Strabone. E' evidente l'asimmetria dei suoi lati come conseguenza anche di una forte pregressa attività a carattere esplosivo.

La storia dell' antico strato-vulcano, il Somma, termina con l'eruzione del 472 d.C. Con l'inizio del Medio Evo un nuovo strato-vulcano, il Vesuvio, si accresce all'interno della caldera del Somma. Le uniche informazioni che si hanno sul Somma (il Vesuvio per i Romani) prima dell'eruzione del 79 d.C. sono deducibili dalla letteratura latina e greca.

I Romani che vivevano nell'area vesuviana non avevano la memoria di quanto fosse accaduto nel passato e

nel contempo non erano presenti fenomenologie tali da far presagire una nuova eruzione. **Plinio il Vecchio** (23 d.C.-79 d.C.), che tanta notorietà acquisì con l'eruzione, nei 37 libri della sua enciclopedia *Naturalis Historia*, descrive il Vesuvio (Il Somma) sia per la sua collocazione geografica fra Partenope ed il fiume Sarno sia per le sue caratteristiche agricole. Se gli scrittori romani ignoravano completamente o quasi gli aspetti geologici del Somma (Vesuvio), questi non erano ignoti a quelli Greci, in particolare allo storico **Diodoro Siculo** (80 – 20 a.C.) ed al geografo **Strabone** (I sec a.C. - 19 d.C.).

Strabone per primo riconosce e descrive la natura geologica del Somma (Vesuvio): “..pianeggiante, infruttifera, simile alla cenere all'aspetto, e mostra cavità porose nei blocchi di roccia dal colore nero, come se fossero bruciati dal fuoco.....E' anche probabile che questa sia la causa della fertilità del terreno ...come a Catania.....ricoperta dalla cenere eruttata dal fuoco dell'Etna.” (fig.1)

Le due lettere, scritte da Plinio II Giovane nipote del naturalista Plinio il Vecchio, inviate allo storico Tacito nel 104 d.C. descrivono esattamente le modalità eruttive ed il dinamismo della colonna eruttiva durante i due giorni nei quali si sviluppò l'eruzione.

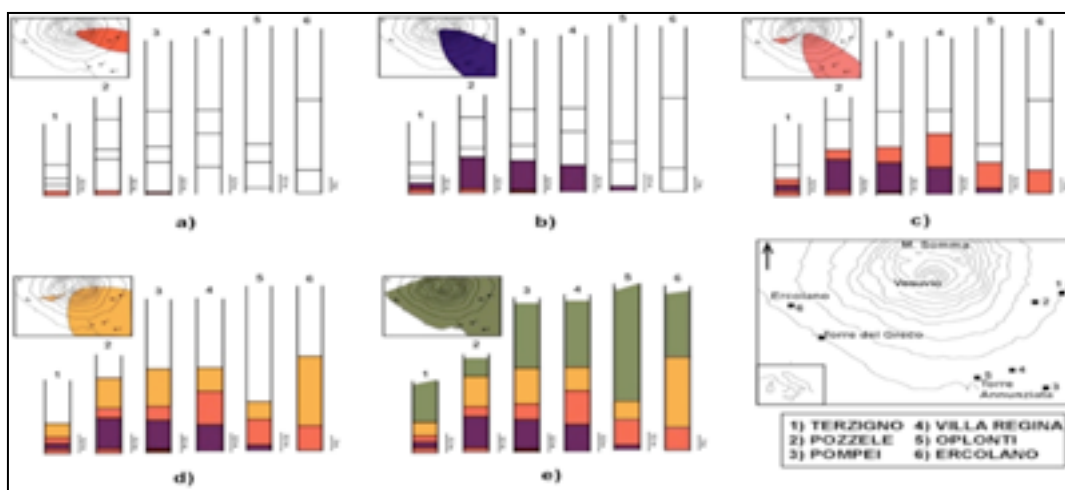


Fig. 2 - a) La prima fase di colonna eruttiva sostenuta determina la deposizione delle pomici bianche che si distribuiscono principalmente in direzione ESE. b) Con la seconda fase di colonna sostenuta inizia la deposizione delle pomici grigie da caduta verso SE. c-d) durante la fase da caduta di pomici grigie depositi da PDC vengono messi in posto verso Ercolano. PDC da collassi parziali della colonna si incanalano verso Terzigno, Oplonti e Villa Regina. e) l'ultima fase eruttiva comporta la messa in posto di PDC in tutta l'area (modificata da Lirer et al., 1993).

Ad una fase pliniana di colonna sostenuta fece seguito una seconda che fu caratterizzata dalla sedimentazione di correnti piroclastiche che distrussero buona parte del patrimonio costruito nell'area perivilcanica. La fase pliniana fu caratterizzata dalla sedimentazione e distribuzione di pomici bianche e grigie in direzione SE con spessore di circa tre metri a Pompei e via via diminuendo ad alcuni centimetri a circa 100 km dal Vesuvio (fig.2).

Gli scavi archeologici eseguiti per riportare alla luce le vestigia di questi siti hanno fornito indicazioni sulle modalità di seppellimento ed abbattimento del patrimonio costruito.

Il lavoro congiunto degli archeologi e dei vulcanologi durante le fasi di scavo del patrimonio costruito, di età romana, ha sicuramente contribuito alla comprensione non solo del dinamismo eruttivo, ma anche dei loro singoli effetti che determinarono il seppellimento di Stabiae, di Pompei, Ercolano, Terzigno e Oplonti

I Romani furono sorpresi dall'eruzione del 79 d.C. che cambiò completamente l'uso del territorio che, forse, avrà impiegato decenni a rifiorire dopo l'evento distruttivo, evento che non creò danni nei Campi Flegrei. La popolazione che viveva in queste due aree duemila anni fa non conosceva il fenomeno vulcanico; pertanto, nel frangente, l'unico obiettivo/sicurezza consisteva nell'allontanarsi quanto prima possibile dalla area in cui si viveva!

L'eruzione del Tambora del 1815

1816 l'anno senza estate

Nel mese di Aprile del 1815, esattamente dal tramonto del giorno 10 e per tutto il giorno 11, il **Monte Tambora** (fig.1) produsse la più violenta e disastrosa eruzione vulcanica che mente umana ricordi in epoca storica. Circa 50 km³ di DRE furono emessi nell'atmosfera in 24 ore. I depositi relativi sia alla fase iniziale pliniana sia al co-ignimbrite ash fall coprono un'area maggiore di 500.000 kmq. E' stato sicuramente il più grande evento esplosivo degli ultimi 10 ka.

L'evento ebbe inizio con una fase pliniana capace di generare una colonna eruttiva di 50 chilometri di altezza. Il vulcano in questa fase produsse sino a 150 chilometri cubici di cenere e aerosol in atmosfera, mentre la caduta di piroclastiti devastò l'isola indonesiana di **Sumbawa** e le aree ad essa circostanti. Una serie di potenti boati si registrarono durante il tramonto del giorno 11, quando l'attività esplosiva continuò con



FIG.1 - Il cratere del Tambora

la formazione di flussi piroclastici e cadute di cenere sino al 19 Aprile, quando si verificò l'esplosione finale. Le emissioni di ceneri sottili oscurarono il cielo dell'intera regione per giorni e provocarono notevoli e pesanti accumuli di prodotti piroclastici in tutti i villaggi circostanti. L'esplosione distrusse 30 chilometri cubici dell'edificio vulcanico che provocarono nel Tambora una diminuzione di quota di 1.300 metri dai 4.100 metri originali; dopo l'eruzione il vulcano raggiungeva

in altezza gli attuali 2.860 m. Durante la fase esplosiva furono emessi gas tossici su tutta l'isola provocando la morte di 10.000 persone nella sola provincia di Tambora. I flussi piroclastici che raggiunsero il mare provocarono una serie di **tsunami** verso le isole dell'arcipelago indonesiano, provocando ulteriori vittime e devastazioni. Anche dopo 4 anni dall'eruzione depositi piroclastici, sotto la forma di isolotti di pomice galleggianti, furono avvistati dalle navi in mare. L'eruzione produsse effetti climatici globali che uccisero più di 100.000 persone direttamente ed indirettamente anche e soprattutto in conseguenza della diffusione di nubi di solfato che rallentarono i venti monsonici per due anni, determinando in tal senso una grave siccità in tutto il sub-continente indiano. Anche l'ecologia microbica del golfo del Bengala risultò alterata generando l'epidemia del colera che causò decine di milioni di vittime.

Nell'anno successivo, cioè nel 1816, il Nord America e l'Europa Nord Occidentale vissero un terribile anno senza estate. In piena estate si girava con cappotto e guanti e si arrivò ad una pesante crisi alimentare. Fu un anno di carestia e i prezzi lievitavano enormemente. La mancanza di raccolta del grano rendeva il pane introvabile, le vigne andarono completamente distrutte. Pesanti furono i disagi in **Inghilterra** e in **Francia**, mentre in **Svizzera** per sopravvivere si macellava di tutto. Epidemie di colera interessarono il **Bengala** e la **Russia europea**. Dalla primavera del 1816 le temperature aumentarono come previsto, ma in alcuni luoghi persisteva il freddo. Gran parte dell'emisfero settentrionale sperimentò notti gelide tra Giugno e Settembre. Un freddo fuori stagione accompagnato da calamità naturali, carestie ed epidemie.

In questo inizio di secolo l'eruzione del Tambora non fu l'unica; infatti nel 1812 vi fu una forte eruzione esplosiva al vulcano Soufriere, nei Caraibi, l'anno prima eruttò il vulcano Mayon nelle Filippine. Tutte queste eruzioni emisero enormi quantitativi di cenere siltile nell'atmosfera da costituire un denso "velo" di polvere vulcanica nella stratosfera, come è avvenuto in Messico in conseguenza dell'eruzione nel 1982 del vulcano Chichon (fig.2). Questo velo ebbe la capacità di schermare in parte i raggi solari negli anni successivi, provocando di conseguenza notevoli danni sia sociali sia all'agricoltura con uno dei periodi climatici più freddi che si ricordi nell'era attuale.

Attualmente il vulcano Tambora, situato nella zona di subduzione fra la placca australiana e quella euroasiatica, è quiescente e costantemente monitorato dalle autorità competenti.

Sono trascorsi quasi duecento anni da quell'evento spaventoso, ma ancora oggi il mondo intero ricorda le vittime di quella immane tragedia.

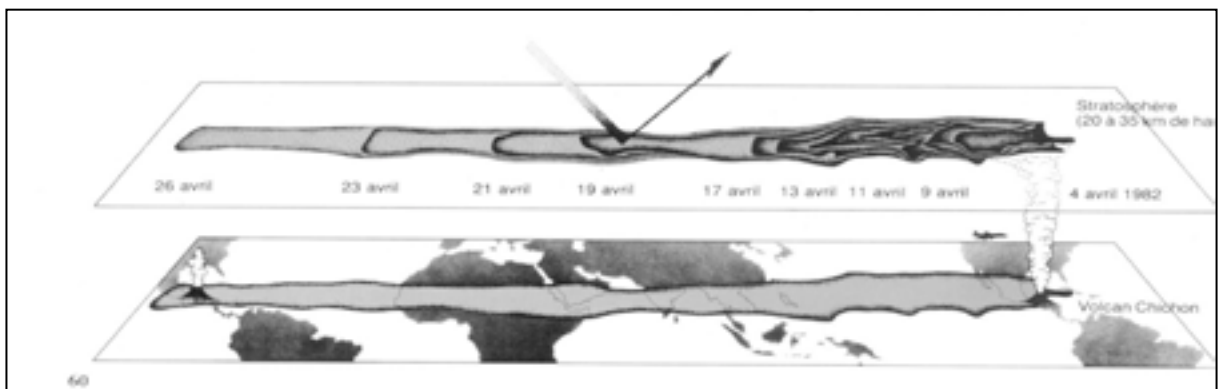


Fig.2 – Eruzione del Chichon in Messico del 1982: La fascia di cenere arrivata nella Stratosfera in 22 giorni fece il giro della Terra.

L'isola Ferdinandea - 1831

Fra Sciacca e Pantelleria nel canale di Sicilia, che strutturalmente si definisce un graben in cui sono presenti le due isole vulcaniche di Pantelleria e Linosa, nel giugno del 1831 si formò un'isola vulcanica alta 65 metri con una superficie di circa 4 kmq.

La constatazione che quest'isola abbia avuto tre nomi, isola Ferdinandea, di Graham, Julia, indica che tre nazioni ne rivendicarono la sovranità: Italia, Inghilterra, Francia.

Cosa accadde? Le cronache del tempo riferiscono che l'eruzione fu preceduta da una intensa attività sismica ed i pescatori segnalavano in quei giorni una notevole moria di pesci dovuta alla esalazioni di gas vulcanici risalenti dai fondali marini. Le cronache, inoltre, riferiscono che il 7 luglio del 1831 il capitano della nave Gustavo aveva osservato emergere dal mare un isolotto alto circa 8 metri che sviluppava esplosioni di "cenere e lapilli"; l'emersione terminò fra il 10 e l'11 luglio 1831 e dopo una scossa tellurica, il vulcano sottomarino, nell'emergere emise lave e prodotti piroclastici che formarono la piccola isola.

Interessante fu la disputa che si generò fra le tre nazioni per l'attribuzione politica dell'isola, in quanto le nazioni contendenti all'epoca cercavano, nel Mediterraneo, punti strategici per gli approdi delle loro flotte, sia mercantili che militari.

L'Inghilterra, dopo una dettagliata analisi dei luoghi, il 24 agosto del 1831 mandò sull'isola il capitano Jenhouse il quale piantò la bandiera britannica, chiamando l'isola "Graham".

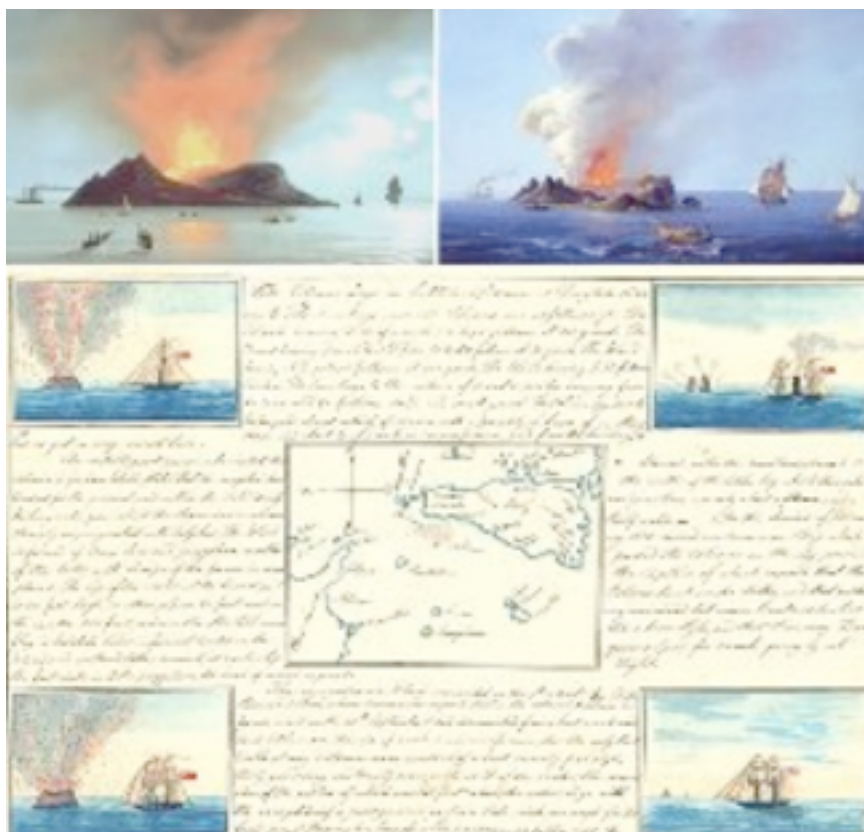


Fig.1 - Immagine tratta da una pubblicazione di Costant Prevost corredata dai disegni di Edmond Joinville

Immediatamente Ferdinando II, re delle due Sicilie, rivendicò l'isola come territorio dello stato borbonico.

Il 26 settembre dello stesso anno anche la Francia inviò il brigantino *La Fleche*, su cui viaggiava una missione scientifica diretta dal geologo Costant Prevost insieme al pittore Edmond Joinville, che eseguì con grande maestria i disegni di quel fenomeno eccezionale (fig.1). In segno di possesso venne innalzata sul punto più alto la bandiera francese chiamando l'isola col nome di Julia. Nella sua relazione il Prevost disse che sarebbe stato molto difficile per l'isola resistere all'azione dei marosi.

Ferdinando II, al fine di esercitare la propria sovranità in quanto l'isola era nel mare di Sicilia, inviò sul posto la corvetta *Etna* al comando del capitano Corrao il quale, sceso sull'isola, piantò la bandiera borbonica battezzando l'isola col nome "Ferdinandea" in onore del sovrano.

Terminata l'eruzione, ebbe il sopravvento l'azione del mare che in breve tempo demolì la nuova isola, come era da attendersi data la sua costituzione litologica che era rappresentata da un misto di scorie e ceneri sottili.

Attualmente una piattaforma, definita di Graham e posizionata nel mare di Sicilia a profondità di -6 metri, rappresenta probabilmente il condotto del vulcano che eruttò nel 1831.

L'eruzione del Krakatoa del 1883

In Indonesia il Krakatoa è un vulcano attivo localizzato nello stretto della Sonda, tra Sumatra e Giava (fig.1). Nella sua storia recente si conoscono evidenze di eventi parossistici di rilevante importanza. Particolarmente famoso fu l'evento esplosivo del 1883, in un'epoca storica recente, che ha consentito di raccogliere numerose prove e testimonianze dirette.

Prima di questa eruzione il vulcano Krakatoa si trovava nell'isola di Rakata che, assieme alle vicine isole di Lang (lunga) e Verlaten (deserta), probabilmente formava il bordo di un'antica caldera, formatasi a seguito della grande eruzione esplosiva avvenuta nel 535 d.C. (fig.2).

L'isola Krakatoa aveva una lunghezza di 9 km ed una larghezza massima di 5 km. A queste isole, insieme ad alcuni scogli, si univano altre più piccole coperte da



Fig.1 – Posizione geografica del Krakatoa

una fitta vegetazione. Nell'isola di Krakatoa, prima di questa eruzione, si distinguevano tre edifici vulcanici che da nord a sud si identificavano in Rakata alto 823 m, Danan alto 445 m e Perboewaten alto 122 m.

Circa la storia recente del Krakatoa alcune testimonianze letterarie, per un'eruzione avvenuta nel 416 d.C., non sembrano suffragate da evidenze geologiche

in quanto da un attento esame della stratigrafia dei depositi eruttati non si rinvennero quelli emessi in quell'anno. Sembra piuttosto che le testimonianze addotte si riferiscano all'eruzione del 513 d.C. della quale si hanno chiare evidenze geologiche.

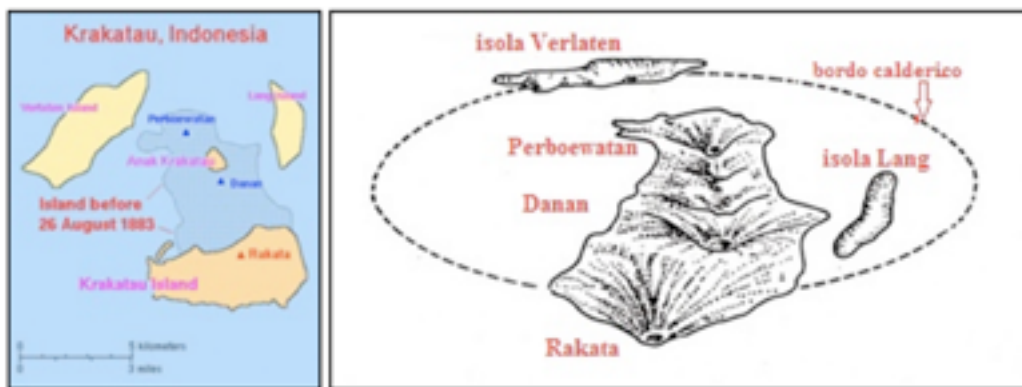


Fig.2 - Il Krakatoa prima e dopo l'eruzione esplosiva del 1883

L'eruzione esplosiva del 513 d.C. causò forti cambiamenti climatici che furono di intensità tale da sconvolgere l'esistenza delle popolazioni presenti nell'area e non solo. Dopo questo evento il vulcano, anche se attivo, per circa undici secoli non dette origine a nuove catastrofiche manifestazioni vulcaniche a carattere esplosivo. Questa sua condizione di vulcano attivo, ma quasi quiescente, fu motivo di resoconti di alcuni navigatori che osservarono, sia nel 1680 e 1681, i vulcani di Danan e Perboewatan che erano visibilmente in attività.

Dopo altri 200 anni di relativa calma il 20 maggio del 1883 l'eruzione ebbe inizio attraverso emissioni, durate alcuni mesi, di una intensa attività di vapore.

L'eruzione del Krakatoa è la più grande eruzione a carattere esplosivo ricordata nella storia dell'umanità. L'eruzione del vulcano, iniziata in maggio, culminò il 27 agosto di quell'anno con la distruzione completa dello stesso edificio. L'eruzione è stata catalogata, in base alla sua esplosività, con un VEI di 6 appena inferiore a quella del Tambora del 1815.

Il giorno 11 agosto si registrarono sul vulcano emissioni di ceneri sottili; le cronache riferiscono che si poté constatare che da un'ampia fascia del vulcano si formò una colonna eruttiva carica di cenere. Il 24 agosto si registrò un aumento il climax eruttivo che si protrasse fino alla fase finale dell'eruzione che ebbe inizio domenica 26 agosto alle ore 12 a.m con la messa in posto di modesti flussi piroclastici cui fece seguito una fase di attività subpliniana con la deposizione di pomici da caduta. Il 27 agosto, in un intervallo temporale dalle ore 5 di mattina alle ore 14, fu un continuo eruttivo sostenuto a carattere esplosivo con la formazione di nubi piroclastiche che si innalzarono nell'atmosfera fino ad una quota di circa 40 km. In seguito a questa fase esplosiva si generarono ingenti correnti piroclastiche che si riversarono a mare generando quasi contemporaneamente tsunami il cui tempo di propagazione, per coprire la distanza fra il Krakatoa e Giava e Sumatra, oscillò fra i 30 minuti e l'ora. A seguito di questa fase finale l'acqua di mare, per il calore magmatico, si surriscaldò creando elevatissime pressioni che determinarono il collasso dell'intera isola di Rakata che venne in gran parte distrutta. Le cronache riportano che, in seguito a quest'ultima fase, fu emesso un potentissimo boato il cui suono si diffuse nell'atmosfera e fu sentito fino in Australia.

L'analisi morfologica sulle forme e dimensioni dei clasti vetrosi che formarono i depositi di quest'eruzione suggeriscono che l'esplosività dell'eruzione del 1883 non fu conseguenza di interazione acqua/magma.

Da questa eruzione del 1883 furono eiettati nell'atmosfera circa 18-20 km cubi di piroclasti che furono trasportate dai venti stratosferici intorno al mondo per molte volte. Il volume di piroclastico emesso da questa eruzione risulta essere di molto inferiore a quello dell'attività esplosiva preistorica di questo vulcano.

L'intensa diffusione di ceneri dell'eruzione del 1883 nell'atmosfera determinò un abbassamento medio della temperatura terrestre di 1,2 °C e per diversi mesi il cielo cambiò colore e dall'Asia all'Europa si poté assistere ad albe e tramonti di incomparabile bellezza per la varietà di colori presenti. Questo aspetto spettacolare fu anche osservato nei cieli norvegesi il cui colore rosso sangue fu immortalato nel famoso quadro di E. Munch "l'Urlo".

Gli effetti disastrosi furono compiuti dagli eventi tsunami, con onde altissime, che devastarono totalmente 165 villaggi con conseguenza di 36.000 vittime.

Dopo una fase di quiescenza attiva, nel 1927 al centro della caldera, riprese l'attività eruttiva del Krakatoa con la formazione di nuovo edificio, in crescita rapidamente, che fu battezzato "Anak Krakatau", cioè figlio di Krakatau, attualmente in attività.

La vita biologica è ripresa su queste isole, anche se i locali temono che una ripresa dell'attività del vulcano potrebbe avere conseguenza peggiori per la attuale popolazione ben più numerosa di quella presente durante l'eruzione del 1883.

Eruzione della Pelée del 1902

Il Monte Pelée, o La Pelée, è un vulcano nell'isola della Martinica alto 1397 m che occupa la parte settentrionale dell'isola. È ricordato per la sua catastrofica eruzione avvenuta l'8 maggio del 1902. Questa eruzione determinò la distruzione della città di Saint Pierre (fig.1) con la morte di circa 30.000 abitanti.

Prima dell'eruzione del 1902, le cronache del tempo riferiscono di segnalazioni di altre attività a carattere esplosivo, ma di intensità minore, avvenute rispettivamente nel 1792 e nel 1851 rispettivamente. Il vulcano era da considerarsi attivo, eventualmente quiescente, prima dell'eruzione del 1902, e da molti anni veniva segnalata la presenza di fumarole sul fondo dell'Etang Sec.

Nel mese precedente l'eruzione si registrarono emissioni quasi continue di cene-

re concomitanti con una fase sismica pre-eruttiva che ebbe il suo climax il 25 aprile con forti esplosioni che costrinsero la popolazione a lasciare l'isola anche per la continua caduta di cenere sottili e diffusione di odore di zolfo che impediva una corretta respirazione. Vani furono gli appelli "interessati" delle autorità (nel mese successivo si sarebbero svolte le nuove elezioni), appelli fatti alcuni giorni precedenti l'eruzione a non fuggire in quanto questa attività del vulcano non destava alcun pericolo per la cittadinanza.



Fig.1 – La città di Saint-Pierre prima dell'eruzione



Fig.2 - Eruzione della Peleè 1902 (da Lacroix 1908) - Isola di Martinica, Piccole Antille, Mar dei Caraibi

Alle ore 7,50 dell'8 maggio, una forte esplosione distrusse in parte la montagna, sprigionando una corrente piroclastica ad alta temperatura che si diresse verso il mare molto velocemente (fig.2).

Nel volgere di pochi minuti, la nube travolse la città di Saint-Pierre, distruggendola completamente e lasciando in piedi solo pochi muri, paralleli alla direzione della corrente piroclastica (fig.3).



Fig.3 - la città di Saint-Pierre distrutta dall'eruzione

Data l'alta temperatura del flusso piroclastico (fig.4) la maggior parte dei 30.000 abitanti morirono carbonizzati.

Da questa terrificante eruzione a carattere esplosivo si salvarono alcune abitanti: un uomo di colore Auguste Ciparis²⁰ (fig.5) che era prigioniero in una cella sotterranea, un calzolaio Leòn Compère-Leandre che riuscì in tempo a sottrarsi alla nube eruttiva ed alcuni passeggeri di una nave che era di stanza nel porto che non fu raggiunta dalla corrente piroclastica. Tutte queste persone che si salvarono risultarono fortemente ustionate. Anche parte dell'equipaggio e dei passeggeri della medesima

²⁰ Giovanni Pascoli dedicò all'eruzione l'ode Il negro di Saint Pierre.



Fig.4 – La deformazione di una campana di bronzo per il calore emanato dal flusso piroclastico



Fig.5 – Saint-Pierre, la cella di Auguste Ciparis nella Via delle Prigioni

nave si salvarono. Dopo molti anni dall'eruzione gli studiosi avanzarono l'ipotesi che la violenza dell'eruzione, che aveva spaccato il fianco del vulcano, era da ricercare nella presenza di un duomo lavico che occludeva il condotto e pertanto impediva la fuoriuscita dei gas che esercitarono invece una forte pressione sulle pareti del condotto al punto tale da lacerarlo. Dopo l'eruzione dell'8 maggio, il Monte Pelée continuò l'attività per ancora un paio di anni fino agli inizi del 1904, quando nel cratere si formò un duomo lavico. Nel 1903 una protrusione solida verticale, data l'alta viscosità della lava, di innalzò a strappi per circa 300 metri lasciando alla base anelli indicanti lo stadio di avanzamento; questa spina fu poi distrutta rapidamente da nuove esplosioni. Il Monte Pelée ritornò in attività nel periodo 1929-1932.

La città di Saint-Pierre ricostruita dopo l'evento del 1902 ospitava soltanto 2000 abitanti che furono velocemente evacuati in seguito ad una attività similare, ma di intensità minore, a quella del 1902; questa attività esplosiva fu caratterizzata dall'emissione di numerose correnti piroclastiche che giunsero rapidamente a mare. Attualmente nel cratere è presente un duomo lavico ed il vulcano è tenuto sotto controllo dall'Osservatorio Vulcanologico della Martinica.

Stralci da l'ode di Giovanni Pascoli : IL NEGRO DI SAINT-PIERRE

In maniera magistrale il Pascoli immagina un colloquio, fra l'ergastolano e la Montagna Pelée, da cui si evince: l'eruzione, la distruzione di Sant-Pierre e la libertà del detenuto.

"Io stavo qui nella mia tomba, vivo.

Tutte le notti sopra lo strapunto... oh! freddo come il ferro, come il mio coltello nudo, un uomo nudo e smunto sentivo accanto a me: l'altro, quel ch'io avea freddato.

E tutti i giorni invero sentivo qualche scossa, qualche rombo, e tremar volte, e brandir porte... E il nero della mia pelle si faceva di piombo.

un mattino, io credei morto il domani!

Dalle quattro oscure pareti io vidi la gran piazza, piena.....

Ecco... risonar passi, un catenaccio stridere, aprire un poco l'uscio, a un poco di luce entrar la lunga ombra d'un braccio...

QUANDO uno scroscio, un lampo udii di fuoco, un crollare, un girar tutto in un'onda, gli urli di tutti in un sol urlo fioco come d'un solo... E, come fosse fionda, la mia catena mi rotò con sé, e scagliò. Nella oscurità profonda intesi: -- NEGRO, LASCIA FARE A ME!

Io sono, negro, LA MONTAGNA CALVA, io sono il caso, io sono il dio più forte, che gli altri uccide, ma che te, ti salva. L'ebbero, negro, l'ebbero la morte! O negro, uccisi il giustizier sul palco, uccisi il carcerier dietro le porte.

La tua sentenza... la bruciai co' tuoi giudici. Il tuo delitto... io lo soppressi. Non lo sappiamo ch'io e tu: tra noi. Non temer più. Coi sassi intorno li inseguii: con flutti di fango, fiati di veleno, fiumi di fuoco: altri sepolti, altri distrutti.....

Negro, non c'è più nessuno.

E IL MONTE RIPRENDEA: -- Figliuolo, è morto il mondo, l'uomo, il topo, il ragno, il tempo, tutto. Siamo in due. Sei solo. Non c'è più palco, più città, più bagno; la scure io fusi, io fransi le catene. -- Io risposi: «Oh! se avessi uno a compagno!» E il monte: -- Non hai me?

Io do la morte, non ridò la vita. -- E dà la morte ancora a me!».....

Io, sì, vivevo; ma sol io, confuso del mio strisciare, io solo, ancora; io ero l'unico verme d'un sepolcro chiuso.

La vita che spengesti, si freddava, tu lo vedi, da sé, senza il tuo fiato... O negro, soffia sopra la mia lava!"

La Dorsale Medio-Atlantica

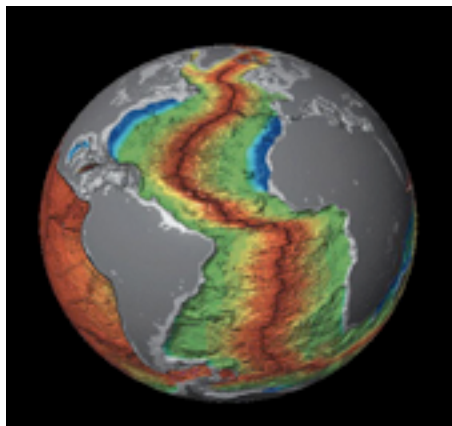


Fig.1- La Dorsale Medio-Atlantica

Nell'oceano Atlantico nel XX secolo di sono registrate due eruzioni: Capelinhos (1957) e Surtsey (1963). Queste due eruzioni sono legate alla attività vulcanica della Dorsale Medio-Atlantica (fig.1) che è una catena vulcanica sottomarina che si estende dal Polo Nord all'Isola Bouvet nel Polo Sud. La Dorsale Medio-Atlantica, circa 10.000 km di lunghezza, è una conseguenza dell'attività vulcanica localizzata nelle zone mediane della crosta oceanica atlantica. Alcuni tratti della Dorsale Medio-Atlantica emergono dal mare formando delle isole fra le quali ricordiamo Jan Mayen nell'Oceano Artico, l'Islanda, le isole Azzorre, l'isola di San Pie-

tro e degli isolotti a San Paolo, isola dell'Ascensione, l'isola Tristan da Cunha (il punto più alto della dorsale medio-atlantica) e le isole di Gough e Bouvet. Molte di queste isole sono abitate.

L'eruzione del Capelinhos del 1957

Le Azzorre sono un arcipelago portoghese di origine vulcanica e costituito da nove isole: Sao Miguel, Pico, Terceira, Sao Jotge, Faial, Flores, Santa Maria, Graciosa, Corvo ed alcuni isolotti.

L'eruzione del Capelinhos iniziò in pieno oceano, a circa 1 km dal faro (Capelinhos) dell'isola di Faial, nelle prime ore (7.00) della mattinata del 27 settembre del 1957 (figg.1,2). La ricostruzione di questa eruzione indica che essa si è sviluppata attraverso quattro fasi. Il risultato della prima fase di attività sottomarina, di tipo idromagmatica, con la diffusione di onde circolari e radiali (surge) di ceneri vetrose a grana molto fine, fu la creazione di un isolotto in mezzo al mare di circa 800 m di diametro ed non più alto di 100 m (figg.1,2). L'intensa attività demolitrice del mare del 29 ottobre determinò la scomparsa rapida dell'isolotto di cui restarono in superficie solo alcune tracce sabbiose. Entro la prima settimana di novembre, la seconda fase dell'attività

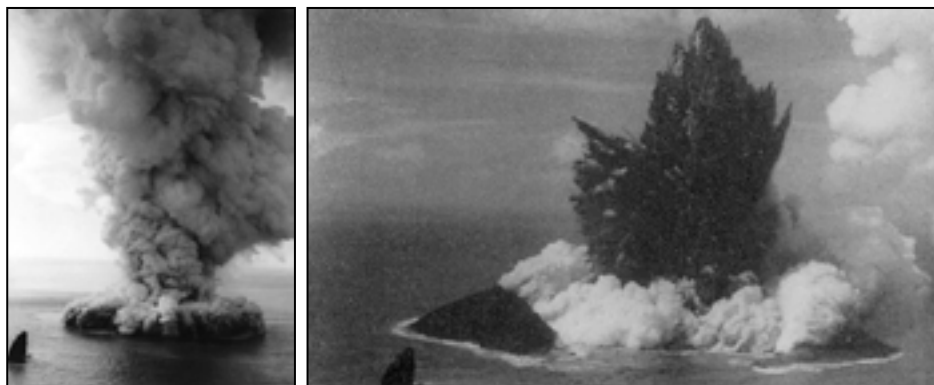


Fig.1- Fig. 2. Prima fase dell'eruzione



Fig.3 – L'istmo che unisce il nuovo vulcano all'isola di Faial



Fig.4 - L'ultima fase subaerea dell'eruzione

formò un secondo isolotto, distante dal primo di circa 100 metri e più vicino all'isola di Faial; anche questo nuovo isolotto crollò in seguito a movimenti tettonici del substrato. In seguito alla continua attività vulcanica a carattere esplosivo simile alle precedenti fasi, si formò un nuovo isolotto che gradualmente, attraverso uno stretto istmo sabbioso (fig. 3), si unì alla isola Faial (12 novembre 1957). Durante questa fase il vulcano si accrebbe notevolmente. L'ultima fase dell'eruzione fu subaerea e fino alla fine, l'attività esplosiva del Capelinhos è stata di tipo stromboliano (fig.4); l'ultimo episodio effusivo è avvenuto il 21 ottobre del 1958.

Terminata l'eruzione il faro dell'isola Faial (Capelinhos) perse le sue caratteri-



Fig.5 - Il Vecchio Faro del Capelinhos.

stiche, in quanto, arretrato dalla linea di costa, non risultava più posizionato in modo tale da indicare visibilmente la rotta nella navigazione oceanica. La nascita del nuovo vulcano accrebbe l'isola di Faial. Il faro è stato conservato e, a testimonianza dell'evento eruttivo, la ringhiera sommitale trattiene ancora parte delle ceneri che si diffusero durante le fasi dell'eruzione (freccia in fig.5).

La nascita di un'isola 1963: la Surtsey

Sempre lungo la dorsale Medio-Atlantica si rinviene nell'emisfero boreale l'arcipelago islandese. L'Islanda ed il suo arcipelago di Vestmannaevjar, formato da molte isole delle quali l'unica abitata e la più estesa è l'isola di Heimaey (13,4 km²), rappresentano l'emersione più settentrionale della Dorsale Medio-Atlantica.

Il 14 novembre del 1963 nell'oceano Atlantico a sud-ovest dell'Islanda, la Dorsale Medio-Atlantica, risalita fino quasi in superficie, dette origine ad un'eruzione dalla quale nacque l'isola di Surtsey (fig. 1) che nel 2008 è stata dall'UNESCO definita Patrimonio dell'Umanità. L'eruzione durò fino a giugno del 1967 conferendo all'isola una estensione di circa 2,7 km². Il moto ondoso oceanico ha poi molto inciso sull'isola erodendola al punto tale che, circa un decennio fa, la sua superficie si era dimezzata.

Per alcuni giorni precedenti l'eruzione una debole attività sismica era stata rilevata dai sismografi installati a Reykjavik e, sempre prima dell'eruzione, anche una nave oceanografica aveva registrato nell'area un aumento della temperatura marina.

L'inizio dell'eruzione fu rilevato nella mattinata del 14 novembre del 1963 (ora locale 7,15) da alcuni pescherecci che osservarono una colonna di fumo che si innalzava dal mare. Già dopo poche ore la colonna eruttiva raggiungeva quote elevate e



Fig. 1 - L'isola di Surtsey



Fig 2 - L'isola di Surtsey nella sua fase iniziale

l'attività esplosiva cominciava a costruire una morfologia vulcanica ad anello che, non essendo ancora continua, faceva sì che il condotto magmatico fosse sempre invaso dal mare causando in modo continuo una notevole attività idromagmatica caratterizzata da una propagazione di onde circolari miste di vapori e cenere sottili vetrose (fig. 2).

Il 24 novembre l'isola misurava 900 per 650 metri, fino a raggiungere alla fine di febbraio del 1964 una dimensione massima di 1300 metri. Quando l'anello vulcanico divenne continuo l'attività esplosiva diminuì ed ebbe origine una attività di fontanamento di lava con effusioni che continuarono fino al 1965 (fig.3). Queste manifestazio-

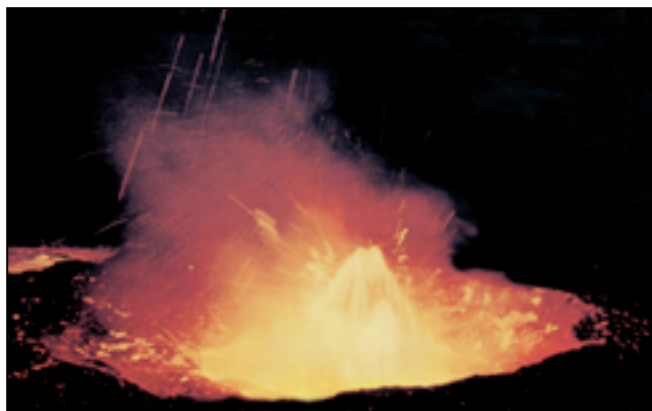


Fig.3 – Fase finale dell'eruzione



Fig.4 - La nascita delle vita sull'isola di Surtsey: il nido della Pulcinella di mare

ni effusive finali salveranno l'isola dall'erosione marina. Nel periodo 1963-1966 attorno all'isola di Surtsey vi fu una notevole attività vulcanica che dette origine ad isolotti che rapidamente furono preda dell'erosione marina. La nascita di quest'isola creò notevole interesse nel mondo scientifico tra i vulcanologi, i botanici e gli zoologi (fig.4). Questi ultimi, in particolare, poterono osservare la nascita della vita animale e vegetale sia subaerea che sottomarina sull'isola vulcanica di Surtsey.

L'ultima eruzione del Vesuvio: marzo 1944 **Il primo esempio di intervento di Protezione Civile**

L'eruzione del 1944 ebbe la sua notorietà in conseguenza di circostanze per le quali, dopo l'8 settembre 1943, l'Italia, liberata dalle truppe Alleate, stava ancora soffrendo, specialmente nella provincia di Napoli, per i danni procurati dall'evento bellico, danni morali e materiali che la popolazione vesuviana tentava di mitigare al fine di riprendere a vivere una esistenza decente anche se irta di tante difficoltà specialmente di tipo socio-economico.

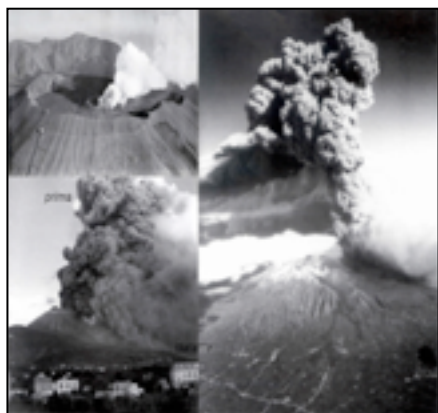


Fig.1 – Il cratere prima e durante la fase iniziale (da Pesce e Rolandi, 1994).

Fra gli abitanti delle cittadine vesuviane lontano era il ricordo dell'ultima eruzione del Vesuvio avvenuta nel 1929-30, tempo in cui l'Era Fascista, in pieno fulgore, riusciva a dominare anche gli eventi naturali, con il risultato che nel 1944, quando il Vesuvio si risvegliò, le menti delle popolazioni vesuviane erano fortemente ed unicamente dedicate a svolgere azioni mirate a superare i guai procurati dalla guerra. Non c'era spazio per l'eruzione del Vesuvio!

Chi invece si fece carico dell'evento naturale furono le truppe Alleate che, per l'operatività, stabilirono il loro quartiere generale nella sede storica dell'Osservatorio Vesuviano il cui direttore, Prof. Giuseppe Imbò, con la sua presenza scientifica, guidò i soldati durante le varie fasi dell'eruzione.

L'eruzione iniziò nel pomeriggio del 18 marzo (figg.1,2) con una breve fase esplo-



Fig.2 – Aerei della RAF filmano la fase esplosiva (da Pesce e Rolandi, 1994).

siva che liberò il condotto nel quale risalì la lava molto fluida che si divise in due rami: quello settentrionale raggiunse le pareti del Somma nell'Atrio del Cavallo per dirigersi verso il Fosso della Vetrana; il ramo meridionale fluì con una velocità minore e si fermò definitivamente il giorno 22. Un terzo ramo di lava traboccò in direzione ovest e si riversò verso la base del Gran Cono. Intanto nuove risalite di magma alimentavano la colata principale che, riversandosi nel fosso della Vetrana, giunse a circa 500 metri dalle prime abitazioni di Massa e San Sebastiano (fig.3); una volta oltrepassatele, la colata si divise in due rami e, procedendo lentamente, il giorno 22 si

fermò a circa 1 km da Cercola.

Come nelle altre simili attività effusive vesuviane, anche in questo caso la flessione di portata magmatica nel condotto generò, dal 21 al 29 marzo, una intensa attività a carattere esplosivo. Vengono descritte attività di 8 fasi di fontane di lava della durata variabile da pochi minuti fino ad un massimo di circa 5 ore. Durante questa fase esplosiva si riversò verso Terzigno una notevole quantità di prodotti piroclastici e di bombe che in parte crearono notevoli danni agli aerei situati nel Campo di Aviazione Alleato localizzato al ovest del Vesuvio.

L'asse di dispersione di questa attività esplosiva si orientò verso ESE e gli spessori dei prodotti scoriacei variarono da cm 60, nelle aree prossimali, fino a cm 10 nella zona di Nocera (fig.4). Dal giorno 27 al 29 il condotto, a seguito di frane all'interno del cratere, si occluse definitivamente ed il 7 aprile si poté considerare conclusa l'eruzione. Il Vesuvio appariva molto cambiato ed esso risultava ammantato di cenere nera e bianca (fig.5). Durante tutta la durata dell'eruzione, senza avere esperienza di Protezione Civile da fenomeni naturali, le Forze Armate Alleate, di nazionalità americana ed inglese, organizzarono l'assistenza alla popolazione dividendo il Vesuvio in quattro settori autonomi ma fra loro coordinati in modo tale da fornire alla popolazione

tutta l'assistenza necessaria per evacuare ovvero per liberare le strade dai depositi piroclastici che impedivano la circolazione anche dei mezzi di soccorso. Fu un notevole esempio di collaborazione civile fra popoli di fronte ad un modesto evento naturale che avrebbe potuto arrecare ulteriori danni alle popolazioni vesuviane già provate da una guerra che aveva portato tanta distruzione.



Fig.3 – La lava circonda e distrugge alcune abitazioni a San Sebastiano, al Vesuvio (da Pesce e Rolandi, 1994).



Fig.4 – Distribuzione di depositi di scorie da caduta dell'eruzione del 1944 (da Pesce e Rolandi, 1994).



Fig.5 – Il cono vesuviano subito dopo la fine dell'eruzione del 1944 (da Pesce e Rolandi, 1994).

L'eruzione del Pinatubo, giugno 1991

Il **Monte Pinatubo** è un vulcano attivo presso l'isola di Luzon nelle Filippine. Il Pinatubo, alto 1745 metri, appartiene ad una catena vulcanica localizzata a 80 km a NO di Manila.

Della sua storia vulcanica non vi sono documentazioni tranne alcuni ricordi, per l'attività storica, della popolazione Aeta che vive in città e villaggi attorno alle falde del vulcano.

Le ricostruzioni stratigrafiche e le relative conseguenti datazioni assolute su prodotti esplosivi emessi dal Primo Pinatubo identificano l'inizio della sua attività intorno ai 45 ka a cui fece seguito, dopo un lungo periodo di inattività, la nascita dell'attuale Pinatubo la cui attività esplosiva, intervallata da fasi di riposo, è datata a 17 ka, 9 ka, 6-5 ka, 3.9-2,3 ka. Attraverso queste fasi di inattività il vulcano, data anche la sua vicinanza al mare, ha subito forti variazioni morfologiche per la presenza diffusa di pro-

dotti piroclastici, facilmente erodibili, che si erano riversati, in un intervallo temporale di circa **15 Ma**, in modo uniforme attorno all'apparato determinando probabilmente effetti post-eruttivi di Lahar di tipo intereruttivi. Nel contempo l'assenza nell'area di attività fumarolica intensa non ha impedito la creazione di una estesa foresta pluviale. Dai ricordi tramandatisi fra gli abitanti sembra che l'ultima attività storica avvenuta circa 500 prima del 1991 a cui fece seguito una lunga inattività al punto tale da far considerare il Pinatubo un vulcano spento, coperto da una fitta vegetazione e popolato da abitanti organizzati in villaggi e città.

L'eruzione pliniana del giugno 1991 fu la seconda più grande e violenta eruzione del XX secolo.

L'eruzione del 1991

L'eruzione probabilmente ebbe un importante precursore rappresentato dall'attività sismica registrata il 16 luglio del 1990 con un forte terremoto (magnitudo 7,8 Richter) il cui epicentro fu localizzato a circa 100 km dal vulcano. A seguito di questo evento sismico, che colpì intensamente l'isola di Luzòn, si registrarono fenomenologie come piccole frane e l'inizio da una attività di emissione di vapori sul vulcano lungo fratture.

Il 15 marzo del 1991 con un forte sciame sismico, avvertito dalla popolazione, inizia l'**Evento Eruttivo** che fu dapprima caratterizzato da un'attività freatica nella parte alta del vulcano e da una continua attività sismica (sciame) giornalieri. Questa attività continuò anche nei mesi di aprile e maggio in cui furono misurate le emissioni di SO₂ sempre più copiose verso la fine di maggio.

Queste condizioni furono stimate dall'Istituto di Vulcanologia e Sismologia delle Filippine come una fase pre-eruttiva e si predispose una azione, a salvaguardia della popolazione, per una eventuale grande eruzione. Infatti in questa fase la tiltmetria indicava segnali di un forte rigonfiamento del vulcano e le distanze ipocentrali dell'attività sismica davano segnali che il magma era in risalita.

L'attività esplosiva al cratere iniziò il giorno 3 giugno e il giorno 7 dello stesso mese una colonna di piroclasti sottili si innalzò nell'atmosfera fino a 7 km. Il giorno 12 giugno ebbe inizio una fase esplosiva sostenuta con un climax sempre più crescente al punto tale che la colonna eruttiva raggiunse dapprima i 19 chilometri ed dopo poche ore i 24 chilometri di quota atmosferica. Durante questa fase esplosiva i flussi piroclastici si riversarono intorno al vulcano andando riempire le valli fluviali che, terminata l'eruzione, lentamente furono nuovamente riattivate attraverso le piogge monsoniche che causarono eventi lahar con distruzione di molti villaggi localizzati a quote più basse.

L'incremento del climax eruttivo impose alle autorità governative l'evacuazione della popolazione in varie fasi che erano caratterizzate dall'aumento graduale della distanza di sicurezza per la popolazione **che fu portata in misura di 10, 2, 40 km dal vulcano**.

Gli effetti dell'eruzione furono avvertiti a livello planetario. Da questa eruzione furono immessi nell'atmosfera quantità di gas che formarono una zona di acido solforico che resterà presente anche nei mesi post-eruttivi. La temperatura della Terra diminuì di circa mezzo grado C°.

Al dinamismo eruttivo di questa eruzione (fig.1) si è giunti sia attraverso immagini satellitari sia attraverso una dettagliata analisi stratigrafica dei suoi prodotti osservati lungo la Marella Valley localizzata in direzione SO a circa 10 km di distanza dal Pinatubo (Rosi et al. 2001). Gli autori ritengono che l'eruzione si è sviluppata attraverso quattro fasi: 1) sviluppo di una colonna pliniana a cui si associarono limitati PDCs; le



Fig.1 - L'eruzione esplosiva del vulcano Pinatubo

immagini satellitari mettono in evidenza che il climax della fase pliniana (ore 13,41) nell'aumentare si mescolò con una fase esplosiva iniziale che determinò l'aumento la densità della nube nella sua parte basale che iniziò a collassare; 2) mentre la colonna eruttiva si manteneva stabilmente ad alte quote (ore 14,41), continuava la sedimentazione di pomici da caduta e contemporaneamente alla base della colonna si generavano facies diluite di PDCs; 3) la colonna eruttiva diminuisce la sua quota (circa 30 km) nell'atmosfera (ore 16,41) e si delinearono le condizioni per la messa in posta di densi

PDCs; 4) la colonna eruttiva nel suo insieme collassò (ore 19,11) generando PDCs, con associata fase di coignimbrite, che si diffusero intorno al vulcano coprendo le valli, disposte radialmente, ed i relativi percorsi fluviali, determinando in tal senso un nuovo aspetto morfologico del Pinatubo.

In definitiva l'eruzione durò circa sei ore durante le quali furono emesso notevoli volumi, difficili da quantificare, di prodotti piroclastici.

Attualmente mezzo milione di persone continuano a vivere, lontani circa 40 km dal vulcano, in due città come Angeles City (150.000 ab.) e Clark Ais Base (20.000 ab.) e in villaggi disposti intorno alla base del vulcano.

Il controllo delle colate laviche all'Etna (Franco Barberi e Maria Luisa Carapezza)

A causa dell'intensa urbanizzazione, molte colate storiche dell'Etna hanno causato danni a zone abitate e infrastrutture. L'Etna è il vulcano più attivo d'Europa e anche se eruzioni esplosive di forte energia (Pliniane e Sub-Pliniane) sono avvenute in epoca preistorica e storica (Coltelli et alii, 2000) e abitazioni, colture e traffico stradale e aereo vengono periodicamente danneggiati o interrotti dalla caduta di cenere emessa dai crateri centrali e da bocche laterali, il pericolo vulcanico principale è dovuto all'emissione di colate laviche. A causa dell'alta frequenza delle eruzioni effusive laterali e della forte urbanizzazione alla base e sui pendii medio-bassi del vulcano, città, paesi e infrastrutture hanno ripetutamente sofferto distruzioni e danni da colate laviche (Guest e Murray, 1979; Romano e Sturiale, 1982). Proprio allo scopo di

limitare e ridurre i danni, uno sforzo significativo è stato condotto all'Etna, dove sono state concepite e sperimentate tecniche per il controllo dell'avanzamento delle colate laviche. Interventi importanti sono stati realizzati nelle eruzioni del 1983, 1991-1993 e 2001. Finora questa esperienza non ha avuto equivalenti in altri vulcani al mondo.

Precedenti storici e primi interventi non autorizzati

Il primo tentativo da parte dell'uomo di controllare una colata lavica risale al 1669, quando si verificò la più grande delle eruzioni storiche dell'Etna. Una frattura eruttiva si era aperta sul fianco del vulcano, a soli 800 m di quota, negli attuali Monti Rossi, vicino al paese di Nicolosi. In sole 20 ore, la lava aveva distrutto il villaggio di Malpasso (oggi Belpasso) che si trovava a 3.5 km dalla bocca eruttiva. Nei giorni successivi altri paesi e molte terre coltivate erano stati devastati e dopo 33 giorni la lava aveva raggiunto le mura della città di Catania (Gemellaro, 1858). Queste erano alte 18 m e inizialmente avevano rallentato e deviato la colata lavica, ma alla fine la lava le aveva scavalcate (senza distruggerle) invadendo la città che era stata in gran parte devastata (Lyell, 1875). Quando la lava stava per raggiungere la città, un gruppo di cittadini armati di badili e picconi, ricoperti di pelli di pecora bagnate per proteggersi dal calore, tentarono di aprire una breccia su un fianco della colata per spillarne la lava e tentare di cambiare la sua direzione di avanzamento. Questo tentativo, che sembrava promettente, fu bruscamente interrotto da centinaia di abitanti infuriati di Paternò che temevano che la colata deviata avrebbe potuto distruggere le loro case. "Lasciate che il fuoco corra dove destinato dalla Provvidenza" fu la decisione rassegnata delle autorità dell'epoca.

In questo precedente storico sono condensate tutte le difficoltà che hanno impedito, dal 1669 al 1983, qualsiasi tentativo di controllare una colata lavica all'Etna. Innanzitutto questioni legali: chi poteva assumersi la responsabilità di modificare il percorso naturale di una colata lavica? In aggiunta questioni etiche o religiose, i rapporti tra l'uomo, la natura e Dio, che inducevano alcuni a considerare quasi sacrilego ogni intervento contro la lava.

Dopo tre secoli, i pochi tentativi, come una piccola barriera costruita durante l'eruzione del 1971 per proteggere la stazione intermedia e la parte più bassa della funivia dell'Etna, furono fatti dal personale della funivia clandestinamente e sfidando la legge. Sebbene condotti con mezzi molto limitati, questi interventi del 1971 dimostrarono l'efficacia delle barriere di terra nel controllare il percorso di una colata lavica e le installazioni furono effettivamente salvate.

Le cose sono cambiate nei primi anni '80, in seguito al forte terremoto della Campania-Basilicata, con la nomina in Italia di un Ministro e l'istituzione della Protezione Civile e della Commissione Grandi Rischi che doveva fornire al Ministro consulenze sulla previsione e prevenzione dei rischi. Questa Commissione comprendeva la Sezione Rischio Vulcanico presieduta da uno degli autori della presente nota (F.B.). Le poche esperienze al mondo di controllo di colate laviche furono analizzate (es. Macdonald, 1962 e 1975, Lockwood e Torgenson, 1980 e riferimenti bibliografici ivi citati). Furono studiate le proprietà fisiche, reologiche e il comportamento delle colate laviche tipo Etna (es. Walker, 1973; Hulme, 1974; Sparks et alii, 1976; Wadge, 1978 e 1981; Huppert, 1982; Guest, 1982; Guest et alii, 1980 e riferimenti bibliografici in essi

contenuti). Emersero alcune idee di fondo sui possibili interventi che potevano essere realizzati all'Etna in caso di emergenza.

Erano quindi maturate le condizioni per un cambiamento nella secolare attitudine passiva delle autorità e la prima occasione per mettere in pratica queste idee venne con l'eruzione del 1983.

Il primo intervento autorizzato del 1983

Preceduta da 30 ore di intensa sismicità superficiale (profondità: <3 km), l'eruzione cominciò la mattina del 28 marzo 1983. Una frattura radiale lunga 3 km, si aprì nella parte alta del fianco meridionale del vulcano, tra le quote di 2.950 m e di 2.300 m s.l.m. (Fig. 1) (Bousquet e Lanzafame, 1984). La lava fu emessa per lo più dall'estremità più bassa della frattura; il tasso effusivo fu stimato nei primi giorni in circa 50 m³/s, diminuì nei due mesi successivi oscillando fra 25 e 8 m³/s (Frazzetta e Romano, 1984) per poi ridursi progressivamente fino alla fine dell'eruzione (3 agosto 1983). Una differente stima del tasso effusivo venne fornita da Tanguy e Patanè (1984), con valore quasi costante nei primi due mesi e intorno a 10 m³/s. In 132 giorni di durata, l'eruzione aveva emesso un volume di lava di circa 79 milioni di m³ (Murray, in Tanguy e Patanè, 1984) e aveva ricoperto una superficie di circa 6 km² (fig. 1). Nel primo giorno dell'eruzione la lava era avanzata con una velocità di circa 70 m/h, tagliando la strada provinciale SP92 e distruggendo alcuni edifici. Nei giorni successivi si formò un campo di lava composito con vari fronti attivi.

Due settimane dopo l'inizio dell'eruzione cominciarono a formarsi i primi tunnel di lava. La quota più bassa (1.080 m s.l.m.) fu raggiunta l'8 Maggio e la sua distanza dalla bocca era di 7.5 km. Questa rimase la massima distanza percorsa dalla lava, il cui ulteriore avanzamento fu impedito dall'intervento del 14 Maggio e dalle sue parzialmente inattese conseguenze.

Il primo tentativo all'Etna di deviare la colata lavica cominciò verso la fine di Aprile 1983, quando la lava aveva già distrutto 14 km di strade, 52 case, 76 ettari di bosco e 25 ettari di terra coltivata e frutteti. I paesi di Nicolosi, Belpasso e Ragalna erano sulla possibile traiettoria delle colate, con Ragalna a soli 2.4 km dal fronte lavico. Gli amministratori e abitanti di questi paesi erano preoccupati per le loro case e i propri beni ed esercitarono forti pressioni sulle autorità affinché l'intervento venisse autorizzato.

L'idea di fondo era di fermare o ritardare l'avanzamento della colata verso i paesi, interrompendo o riducendo l'alimentazione nel suo canale principale. Infatti, il tasso di effusione, insieme con lo sviluppo di tunnel lavici, è certamente uno dei fattori principali che controllano la distanza che può essere percorsa da una colata lavica (Walker, 1973; Calvari e Pinkerton, 1998 e relativi riferimenti bibliografici). Se la lava viene deviata dal suo canale naturale, il fronte della colata non può più avanzare perché privato di spinta da tergo. Dal punto della deviazione si formerà una nuova colata e quindi questo punto deve essere il più vicino possibile alla bocca eruttiva. Anche nel caso di una parziale deviazione della lava, il fronte lavico si ferma a causa della riduzione della spinta a tergo e nessuna delle due colate risultanti dall'intervento può percorrere la distanza raggiunta dalla colata iniziale.

Sulla base di queste considerazioni, il punto per la deviazione della colata del

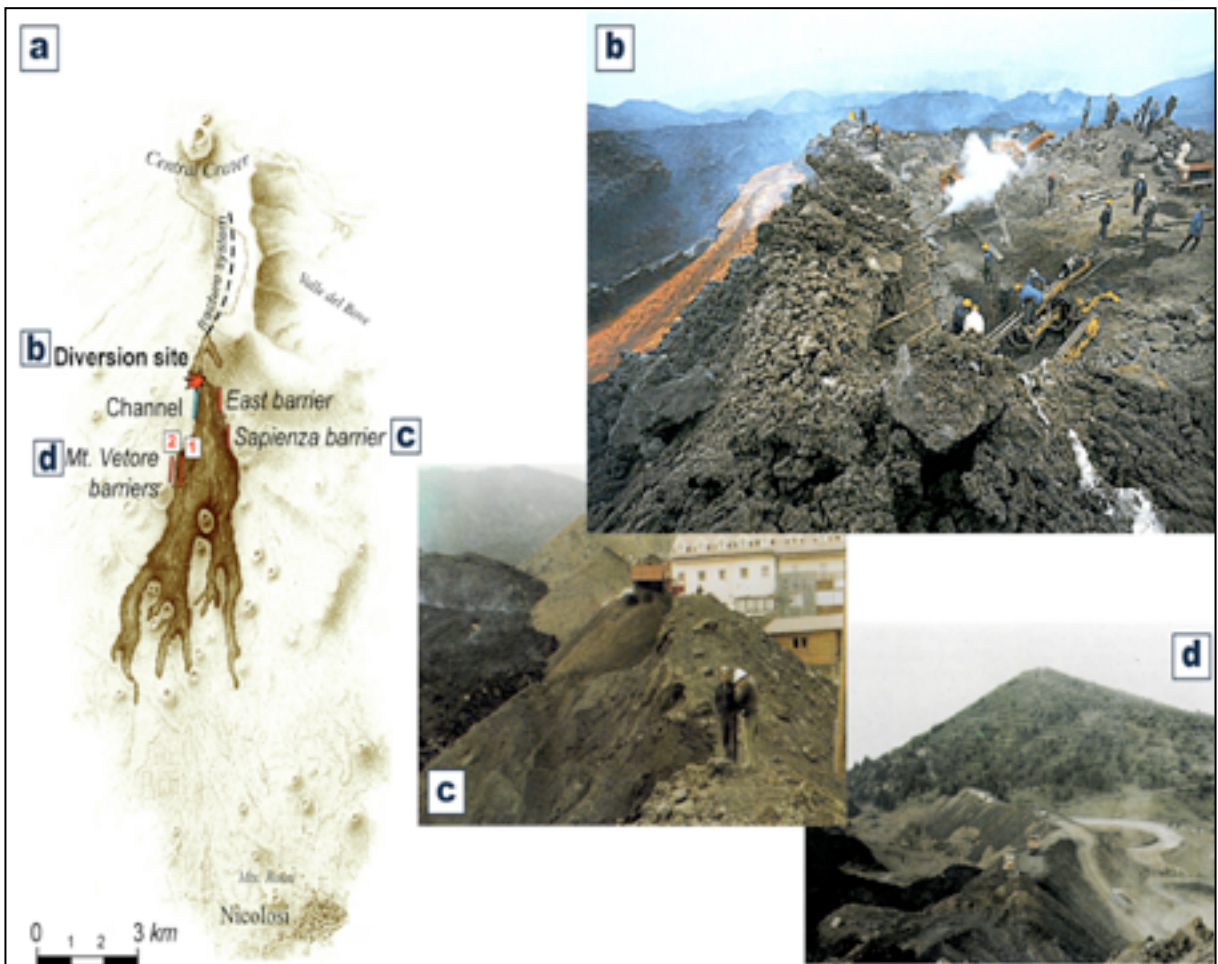


Fig.1 - L'eruzione dell'Etna del 1983. a) Mappa schematica con l'estensione del campo lavico, l'ubicazione del punto di deviazione della lava, del canale artificiale e delle barriere in terra. b) I lavori preparatori per far saltare l'argine occidentale assottigliato del canale lavico naturale. c) La barriera in terra del Sapienza con la lava che si accumula alla sua base; si intravede il rifugio sullo sfondo. d) La barriera Vetore 2; vista dall'alto: la lava ha già scavalcato la barriera Vetore 1 e si avvicina alla sua base. Le strutture da proteggere sono a destra della foto.

1983 fu scelto vicino alla bocca eruttiva, a 2.200 m s.l.m. (Fig. 1a), dove l'argine occidentale del canale lavico era facilmente accessibile e la pendenza del terreno era tale da favorire il flusso della lava deviata.

A partire dal punto scelto per la deviazione e verso il basso fu progettata l'escavazione di un canale artificiale, quasi parallelo al canale lavico naturale, al duplice scopo di facilitare il deflusso della lava deviata al suo interno, per poi dirigerla a sovrapporsi al campo lavico già formato, in modo da ridurre al minimo la superficie di nuovo terreno che sarebbe stata ricoperta dalla colata deviata. Questo terreno era di proprietà pubblica e non potevano insorgere controversie con privati. Comunque, considerata la morfologia della zona, visto che un'espansione verso ovest della colata deviata non poteva essere esclusa e anche per proteggere alcuni importanti edifici e infrastrutture, fu decisa la costruzione di una barriera di terra presso il Monte Vetore, a 1.750 m s.l.m. (Fig. 1d). Il progetto fu approvato dalla Protezione Civile e i lavori cominciarono il 4 Maggio (Barberi e Villari, 1984).

L'esperimento di deviazione della lava

L'apertura artificiale di una breccia nell'argine del canale di una colata, per deviare la lava dal suo letto naturale, non aveva precedenti nella storia della vulcanologia. Come mezzo tecnico, fu scelto l'esplosivo, perché l'uso di mezzi meccanici fu considerato tecnicamente inadeguato e troppo pericoloso per gli operatori. La breccia doveva essere aperta solo sull'argine occidentale del canale lavico, senza distruggere quello orientale perché, altrimenti, la colata deviata avrebbe potuto minacciare le importanti strutture turistiche della zona del Rifugio Sapienza, ubicato a 1.900 m s.l.m., a SSE dal punto di deviazione (fig. 1).

L'argine solido del canale lavico fu prima perforato orizzontalmente per misurarne lo spessore, stabilirne la natura e misurare la temperatura al suo interno. Un sondaggio inclinato rivelò che il flusso lavico aveva eroso, per circa 2 m, il suolo preesistente costituito da vecchio materiale piroclastico sciolto, con granulometria di sabbie. Questa scoperta fu sorprendente, anche se un'erosione da flusso lavico era stata descritta nell'eruzione del 1972-1974 del vulcano Kilauea alle Hawaii (Peterson e Swanson, 1974; sull'erosione da colate laviche vedi anche Greeley et alii, 1998). Lo spessore medio dell'argine era di 6 m, troppo grande per essere distrutto con un'esplosione e perciò esso fu assottigliato a 3 m con mezzi meccanici. L'argine era costituito per 1/3 da lava basaltica solida e compatta e per 2/3 da livelli scoriacei. Varie prove, condotte facendo esplodere cariche di esplosivo collocate sulla superficie di materiale basaltico scoriaceo simile, indicarono una scarsa capacità di penetrazione e frantumazione (Abersten, 1984). Fu perciò deciso che l'esplosivo doveva essere collocato, in cariche cilindriche, all'interno di fori rivestiti da una camicia metallica da perforare nell'argine solido assottigliato. L'esplosione avrebbe frammentato fortemente l'argine, lanciando i frammenti fuori dalla breccia aperta, in modo da evitare un'ostruzione che avrebbe potuto ostacolare il deflusso della lava nel canale artificiale (per i dettagli tecnici sull'esplosione vedi Abersten, 1984). Il problema principale da risolvere fu quello dell'alta temperatura misurata nell'argine solido, fino a 900 °C (una delle prime conferme che la lava basaltica cessa di fluire a 900 °C; vedi Wright et alii, 2001), che comportava il rischio di deterioramento dell'esplosivo o di una detonazione accidentale. Per risolvere questo problema, furono provate due tecniche, il raffreddamento delle cariche con circolazione di acqua nei fori (Volpe e Tonoli, 1984) e il collocamento dell'esplosivo all'esterno dei fori con caricamento pneumatico (Abersten, 1984). La prima tecnica si rivelò molto efficace e la temperatura si mantenne sotto 20 °C anche nei punti in cui quella esterna era di 900 °C; anche la seconda tecnica si rivelò efficace e meno rischiosa.

La decisione finale fu di impiegare entrambe le tecniche (anche come test). Il progetto prevedeva la perforazione di 55 fori orizzontali con rivestimento metallico, divisi in quattro file spaziate 1-1.5 m. Nella fila più bassa, i fori leggermente inclinati dovevano essere prolungati sotto il fondo del canale lavico. Il 12 Maggio 1983, la maggior parte dei fori (48) era stata perforata (Fig. 1b) e mancavano solo 7 fori della fila più bassa; le camere di raffreddamento ad acqua erano state collocate in metà dei fori e nell'altra metà il tubo di rivestimento era stato prolungato all'esterno per collocarvi l'esplosivo per il caricamento pneumatico, quando sorse una serie di problemi inattesi. Infatti per dieci giorni la parete occidentale del canale lavico era stata

termicamente perturbata. L'argine solido era stato ridotto a metà del suo spessore originale (Fig. 1b), esponendo al raffreddamento atmosferico una superficie di rocce che al momento del taglio aveva una temperatura di 400 °C. L'argine era stato anche intensamente perforato e, durante le prove, i fori erano stati raffreddati fino a 20 °C. La conseguenza di tutto questo fu un ispessimento dell'argine occidentale, per la crescita di un nuovo settore interno di lava raffreddata, con una riduzione corrispondente della sezione effettiva del canale lavico. Il livello della lava raffreddata nel canale cominciò ad innalzarsi e la mattina del 12 Maggio si produssero tre piccoli trabocchi lavici appena sopra il punto di intervento e la lava invase parzialmente il cantiere. Questa lava fu immediatamente raffreddata con getti d'acqua e rimossa usando mezzi meccanici e un secondo piccolo canale fu scavato, parallelamente a quello che doveva ospitare la colata deviata, per evitare l'espansione della lava nel cantiere nel caso probabile di nuovi trabocchi. Il livello della lava nel canale naturale della colata era rimasto alto e continuò nuovamente a salire, probabilmente anche a causa di rapide fluttuazioni del tasso di effusione alla bocca (Frazzetta e Romano, 1984). Fu impedito alla lava di traboccare, raffreddandone il fianco con getti d'acqua ed erigendo una parete rudimentale di terra e pietre. Di conseguenza l'altezza dell'argine venne innalzata di 5-6 m così contenendo la colata, ma il 13 Maggio, quando non vi era ormai più acqua disponibile nel cantiere, si produsse un nuovo trabocco di lava che mise fuori uso i fori più bassi e alcuni degli altri, risparmiandone solo 33 (sui 55 perforati). La situazione era divenuta molto critica e per non compromettere l'intero progetto, fu presa la decisione di far saltare l'argine utilizzando i fori disponibili, pur sapendo che il canale naturale della colata non avrebbe potuto essere distrutto, visto che non si disponeva di fori nella parte bassa dell'argine. Le cariche furono piazzate e fatte saltare alle 4 di mattina del 14 Maggio. La breccia aperta dall'esplosione dell'argine della colata era relativamente piccola e solo il 20-30% della lava fu deviata nel canale artificiale, mentre il restante 70-80% continuò a fluire nel canale naturale. La parte neoformata dell'argine, che non era stata minata, si frammentò in blocchi molto grossi che in parte ostruirono la breccia e in parte furono presi in carico dalla colata principale e trasportati verso valle. Due giorni più tardi, la breccia era stata richiusa da nuova lava consolidata e tutta la lava era tornata a fluire nel suo canale naturale. Tuttavia, i grossi blocchi solidi dell'argine esplosivo, trasportati dalla lava ostruirono un tunnel poco più a valle, producendo un cospicuo trabocco di lava da entrambi i lati del canale (80-90% del volume totale del flusso lavico). Una deviazione sostanziale della colata lavica fuori dal suo canale naturale era pertanto avvenuta come conseguenza indiretta dell'esplosione. Come previsto, a causa della bassa quantità di lava che continuava a fluire nel canale naturale (bassa spinta da tergo), il fronte della colata si fermò e le due nuove colate cominciarono a scendere dalla zona del trabocco su entrambi i lati del canale naturale e circa parallelamente ad esso. Queste colate non raggiunsero mai la distanza percorsa dalla colata naturale iniziale e quindi i paesi non furono ulteriormente minacciati (Barberi e Villari, 1984).

I lavori di movimenti di terra

Come già accennato, il progetto originario prevedeva lo scavo di un canale artificiale nel sito della deviazione della colata e la costruzione di una barriera nella zona

del Monte Vetore (Fig. 1a). Un canale lungo 400 m con una profondità media di 7 m fu scavato ad ovest del canale lavico naturale e parallelamente ad esso (Colombrita, 1984). La barriera Vetore 1 fu costruita in due fasi, la prima antecedente all'esplosione e la seconda quando la colata occidentale prodotta dall'ostruzione del tunnel lavico naturale si stava avvicinando pericolosamente al sito del Monte Vetore. La barriera raggiunse una lunghezza di 580 m, un'altezza di 18 m e un volume totale di 300.000 m³. Una seconda barriera (Vetore 2) parallela alla prima fu poi costruita a circa 150 m da essa (fig. 1d). Due barriere furono costruite anche a est del canale naturale per impedire l'espansione della colata verso le strutture turistiche della zona del Sapienza (fig. 1a). Le dimensioni di queste barriere erano di 300-400 m, con altezza massima di 20 m e volume tra 70.000-150.000 m³. I dettagli costruttivi e altre informazioni tecniche sono riportate da Colombrita (1984). Parallelamente alle barriere, nel lato che fronteggiava la colata, furono scavati canali allo scopo di i) favorire la capacità della barriera di deviare la lava, ii) aumentarne l'altezza e iii) ridurre il trasporto del materiale necessario alla costruzione della barriera. Il materiale impiegato consisteva per lo più di scorie, lapilli e sabbie sciolte, prelevati da cave in vecchi coni piroclastici, in zone di basso impatto ambientale.

La barriera Vetore 1 funzionò bene, deviando perfettamente la colata. A causa di varie sovrapposizioni della lava, la barriera venne scavalcata il 27 Maggio e dopo una settimana era stata totalmente ricoperta dalla lava (fig. 1d). La parte della lava che aveva scavalcato la barriera si avvicinò alla barriera del Vetore 2, ma fu da essa contenuta perfettamente fino alla fine dell'eruzione (fig. 1d). Le infrastrutture della zona del Mt. Vetore furono quindi salvate. Anche la barriera del Rifugio Sapienza fu costruita in due fasi. La barriera iniziale era lunga 250 m e alta 8 m; quando fu raggiunta dalla lava fu innalzata a 20 m e la lunghezza portata a 400 m, scavando alla sua base un canale per favorire il lavoro di contenimento/deviazione della barriera. La colata lavica

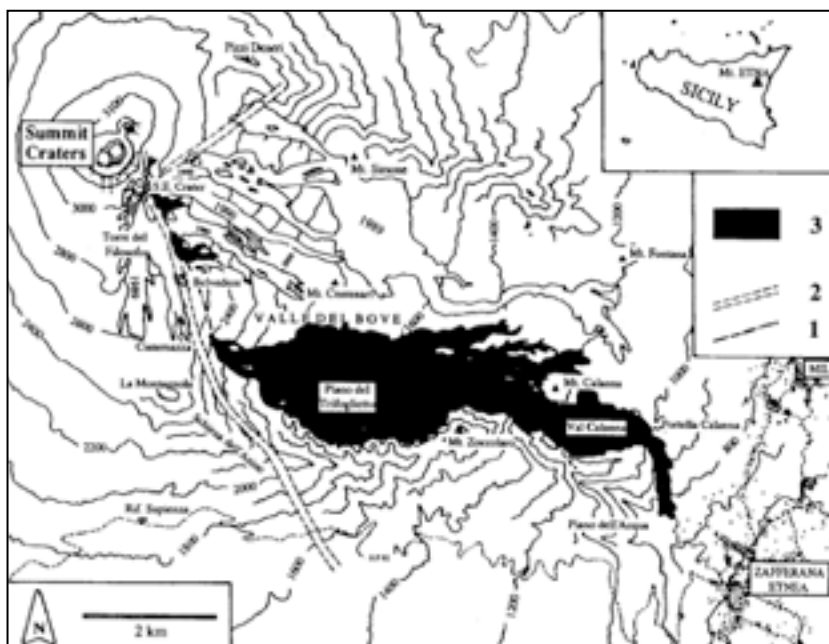


Fig.2 - I sistemi di fratture delle eruzioni del 1989 e del 1991 e, in nero, le piccole effusioni e il grande campo lavico dell'eruzione 1991-1993 (da Barberi et alii, 1993).

fu perfettamente contenuta e le strutture del Sapienza furono salvate (fig. 1c).

Il controllo della colata lavica nell'eruzione del 1991-1993

In termini di durata (473 giorni), volume di lava emessa (230 milioni di m³) e lunghezza della colata (8.5 km prima della deviazione del Maggio 1992; fig. 2), l'eruzione del 1991-1993 è la più importante dell'Etna negli ultimi tre secoli. Ma essa rimarrà un caso speciale nella vulcanologia, soprattutto per i vari interventi realizzati per impedire che il paese di Zafferana Etnea venisse invaso dalla lava.

L'eruzione del 1991-1993

L'inizio dell'eruzione fu preannunciato da uno sciame sismico nelle prime ore del 14 dicembre 1991. Dal cratere SE si aprì un sistema di fratture che riattivò le linee NE e SSE che erano state prodotte dall'eruzione avvenuta nel 1989 (Barberi et al, 1990; fig. 2). La frattura NE era lunga solo alcune centinaia di metri e produsse fontane di lava di breve durata e una piccolissima effusione lavica. Fontane di lava di maggiore durata e due piccole colate laviche dirette nella Valle del Bove furono emesse dalla parte alta della frattura SSE. Nelle ore successive, la frattura SSE si propagò verso valle e cessò l'attività eruttiva nella sua parte più alta. Questa propagazione fu accompagnata da una forte sequenza sismica con magnitudo fino a 4,5; essa terminò il 15 Dicembre 1991 vicino alla parete occidentale della Valle del Bove dove si aprì la nuova e definitiva bocca eruttiva (Fig. 2). Con un tasso effusivo stimato inizialmente tra 13 e 25 m³/s, la colata lavica scese rapidamente lungo la Valle del Bove ricoprendone l'intera estensione in 9 giorni e il 23 Dicembre 1991 la lava cominciò ad espandersi nella sottostante Val Calanna (fig. 2).

La barriera per il contenimento della lava

Subito dopo l'inizio dell'eruzione, una simulazione al computer (Barberi et alii, 1993) aveva indicato che il paese di Zafferana Etnea, a 9 km di distanza dalla bocca eruttiva, era posto sul percorso probabile della colata. Furono prese in esame le azioni che potevano essere condotte per proteggere il paese. La stretta terminazione orientale della Val Calanna (Portella Calanna) a 990 m di quota e a 7 km dalla bocca eruttiva (fig. 2), fu considerato un sito ideale per la costruzione di una barriera o diga di contenimento in terra, orientata ortogonalmente alla direzione della colata e avente lo scopo di impedire o ritardarne l'avanzata. In questo punto la valle era larga solo circa 200 m e la diga poteva quindi essere costruita in poco tempo e con un costo moderato; inoltre, il bacino a monte era sufficientemente grande da contenere un volume significativo di lava. La costruzione di questa barriera, lunga 234 m e alta 21 m, cominciò l'1 Gennaio 1992, quando la colata aveva ormai percorso l'intera Val Calanna, e fu completata in 10 giorni di lavoro continuo (Barberi et alii, 1993; Di Palma et alii, 1994). Il 9 Gennaio il fronte lavico, che era solo a poche decine di metri dalla diga in costruzione, si fermò a causa di un importante trabocco lavico a monte. Ma, a causa della formazione di un importante sistema di tunnel lavici, un nuovo fronte lavico raggiunse la barriera il 14 Marzo. La lava fu deviata lateralmente dalla diga e si espanse nel bacino della Val Calanna (fig. 3a). Poco a poco, l'intero bacino fu riempito da successive sottili sovrapposizioni laviche, e il 10 Aprile 1992 la diga che aveva ritardato per circa un mese l'avanzamento della colata, fu scavalcata dalla lava (fig. 3b).

Questa cominciò a scendere rapidamente lungo la stretta valle verso Zafferana Etnea che era solo a 2 km di distanza. Tra il 10 e il 14 Aprile, tre nuove piccole barriere in terra (lunghezza: 90-160 m; altezza: 6-12 m) furono costruite per ritardare l'avanzamento della colata (fig. 2).

Su richiesta della Protezione Civile, il governo dichiarò lo stato di emergenza il 10 Aprile: la periferia di Zafferana Etnea era pronta per essere evacuata e venne autorizzato il tentativo di fermare il fronte lavico, deviando la colata in prossimità della bocca eruttiva.

La deviazione della colata

L'esperienza acquisita nella deviazione lavica del 1983 guidò la strategia degli interventi del 1992. Il punto principale dell'intervento fu scelto a 2.000 m di quota, a 8 km di distanza da Zafferana Etnea, in una zona sostanzialmente inaccessibile da terra (fig. 2) e gli elicotteri furono usati durante tutte le fasi dell'operazione. Gli interventi iniziali furono tentativi di ostruire un tunnel del canale lavico, gettando nella lava blocchi di cemento e cavalli di Frisia legati tra loro e porzioni dell'argine solido del canale lavico (per dettagli vedi Barberi et alii, 1993). Ogni intervento produsse l'ostruzione parziale del tunnel con consistente trabocco di lava e conseguente arresto del fronte lavico più avanzato per riduzione della spinta da tergo. Comunque, questi benefici erano di breve durata, al massimo due settimane di tregua, prima che i fronti lavici si avvicinassero nuovamente a Zafferana Etnea.

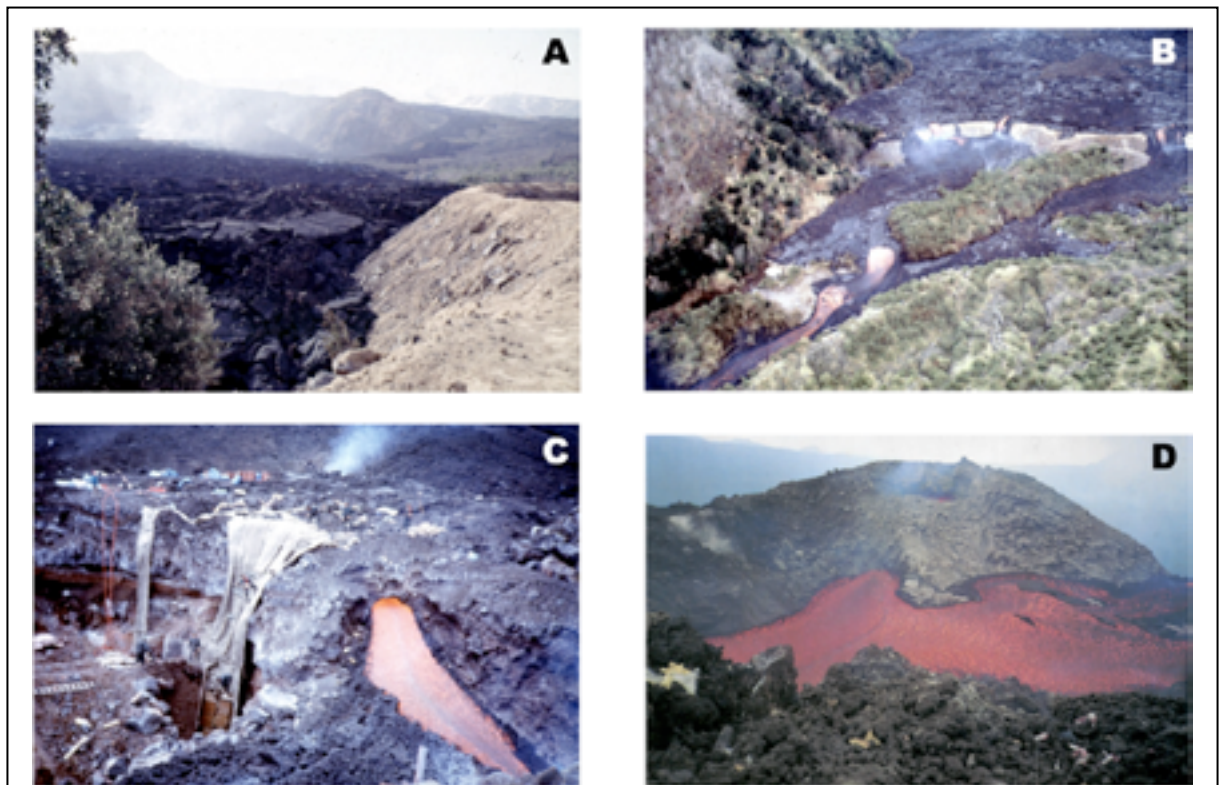


Fig.3 – L'eruzione dell'Etna del 1991-1993 (da Barberi et alii, 1993). A) La lava che si accumula contro la barriera di Portella Calanna. B) La lava che scavalca la barriera di Portella Calanna scendendo verso Zafferana Etnea. C) La preparazione finale per la distruzione dell'argine con l'esplosivo. I teli appoggiati sull'argine assottigliato sono di lana di vetro ed hanno lo scopo di proteggere dal calore le casse di esplosivo appoggiate alla base della parete. D) La lava deviata fluisce nel canale artificiale (verso destra). Circa un terzo della lava continua a fluire nel tunnel naturale che sarà poi ostruito con grossi blocchi di lava.

L'intervento finale risolutivo fu realizzato tra il 27 e il 29 Maggio 1992. A partire dal punto di intervento, era stato scavato un canale artificiale, separato dalla lava che fluiva nell'argine naturale, da una parete assottigliata a 3 m di spessore (fig. 3c). Per evitare i problemi incontrati nel 1983, la parete da far saltare non fu perforata e l'esplosivo (7.000 kg) vi fu appoggiato contro (Fig. 3c) (per dettagli tecnici vedi Barberi et alii, 1993 e Vassale, 1994). Dopo l'esplosione circa i 2/3 della lava fluirono spontaneamente nel canale artificiale e la deviazione totale della colata fu ottenuta ostruendo il tunnel, gettandovi dentro rapidamente grossi blocchi di lava (230 m³) (fig. 3d). Come conseguenza dell'intervento, il fronte lavico, che il 27 Maggio era a soli 850 m da Zafferana Etnea, si fermò. Nell'intero campo lavico a valle del punto di intervento, la lava cessò di fluire e la situazione ritornò come era cinque mesi prima, subito dopo l'inizio dell'eruzione, con il nuovo fronte della colata deviata a 7 km di distanza da Zafferana Etnea. Nel Giugno 1992 il tasso effusivo si dimezzò e con questa spinta ridotta, la lava non fu più in grado di percorrere lunghe distanze. Nei dieci mesi successivi, la colata deviata continuò a fluire con un tasso di effusione progressivamente minore, ricoprendo per lo più il suo stesso campo lavico iniziale, rimanendo confinata nella Valle del Bove, senza alcuna nuova minaccia per Zafferana Etnea.

Dalla ricostruzione dettagliata della formazione dei tunnel lavici e dell'evoluzione del campo lavico dell'eruzione del 1991-1993 e dal confronto con altre eruzioni storiche dell'Etna, Calvari e Pinkerton (1998) hanno dedotto che senza gli interventi di deviazione del Maggio 1992, la lava avrebbe raggiunto e superato Zafferana Etnea.

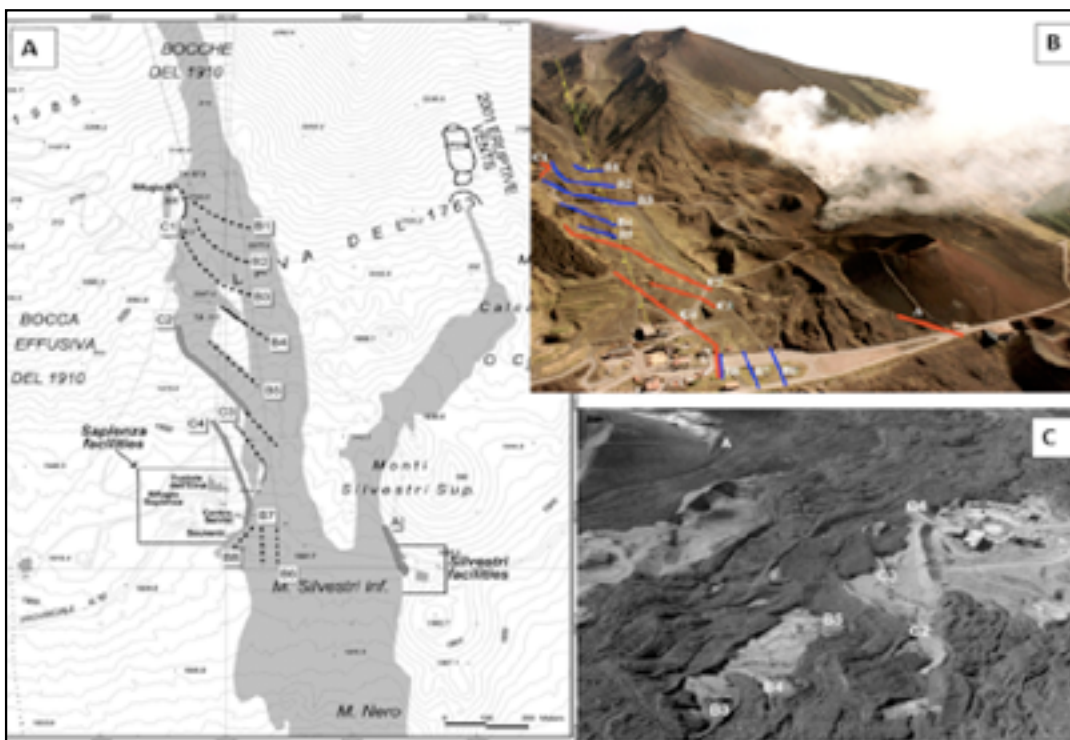


Fig.4 - L'eruzione dell'Etna del 2001 (da Barberi et alii, 2003). A) Mappa schematica del campo lavico con ubicazione delle barriere in terra e delle infrastrutture turistiche da proteggere (Sapienza e Silvestri). B) Foto da elicottero (vista da sud) delle barriere realizzate a protezione del Sapienza e sulla destra il ramo orientale della colata lavica; C) vista da nord della stessa area con la lava accumulata contro le barriere e le strutture turistiche del Sapienza.

Gli interventi di controllo delle colate laviche del 2001

Preceduta da quattro giorni di intensa sismicità e deformazioni del suolo, l'eruzione ebbe inizio il 17 Luglio e terminò il 9 Agosto 2001. Oltre all'emissione di colate laviche, l'eruzione produsse una forte attività stromboliana e freatomagmatica, generata da quattro differenti bocche eruttive, allineate in un sistema complesso di fratture che si estendeva dal cono di SE per 4.5 km verso sud, tra 3.000 e 2.100 m di quota s.l.m. La lava, emessa dalla bocca più bassa, aveva attraversato un'importante strada (SP92) e distrutto diverse strade secondarie e case isolate. Il suo fronte scendeva verso sud e si trovava a soli 4 km dai paesi di Nicolosi e Belpasso (fig. 4a). La Protezione Civile aveva predisposto un piano di interventi, che comprendeva sia barriere di deviazione/contenimento, sia una possibile interruzione del canale lavico, ma l'improvvisa diminuzione del tasso di effusione fece arrestare il fronte lavico più avanzato. Restavano a rischio le strutture turistiche del Sapienza e dei M.ti Silvestri (1.900 m s.l.m), minacciate dalle colate emesse dalle bocche eruttive di 2.700 m e 2.550 m di quota s.l.m. A loro protezione vennero erette 13 barriere (lunghezza max 370 m, altezza 10-12 m; larghezza 15 m; volume 25.000 m³) con materiale incoerente scavato in prossimità (fig. 4b). La maggior parte delle barriere furono orientate diagonalmente alla direzione del flusso lavico (110°-135°).

L'efficacia delle barriere in terra per il controllo delle colate laviche, già provata negli interventi del 1983 e 1991-92, fu confermata nel 2001 e gli insediamenti turistici furono messi in salvo (fig. 4c) (Barberi et alii, 2003).

Gli interventi di controllo di colate laviche messi in atto all'Etna nel 1983, nel 1991-1993 e nel 2001, dimostrano che è stata acquisita una grande esperienza sulle tecniche per controllare una colata di lava basaltica. Sono stati sperimentati efficientemente due diversi tipi di barriere in terra, quelle disposte ortogonalmente alla direzione di avanzamento della lava e aventi lo scopo di ritardarlo (come nel 1992) e quella orientate obliquamente con un piccolo angolo (meno di 45°) realizzate per proteggere edifici e infrastrutture, deviando la lava verso percorsi con minori danni (come nel 1983 e nel 2001). L'esperienza dell'Etna ha anche dimostrato che barriere in terra costituite da materiale sciolto di bassa densità (scorie, lapilli, sabbie, con scarsi blocchi lavici) sono in grado di resistere perfettamente alla spinta di colate basaltiche anche di tipo aa. La deviazione della lava fuori dal suo canale naturale è il modo più efficace di controllare una colata lavica fermane il fronte e riportandolo indietro, in prossimità della bocca eruttiva, come avvenuto nel Maggio 1992. Un aspetto molto delicato è quello connesso alla possibilità che la lava deviata causi danni in zone di proprietà privata che sarebbero state risparmiate senza la deviazione. Questo problema si porrebbe in caso di eruzione da bocche poste a quote medio-base in zone densamente popolate. In questi casi per intervenire è necessaria una forte volontà politica che imponga la scelta del danno minore, assicurando nel contempo un'adeguata compensazione dei danni prodotti dalla colata deviata.

Riferimenti bibliografici alla nota

- Abersten, L. (1984). Diversion of a lava flow from its natural bed to an artificial channel with the aid of explosives: Etna, 1983. *Bull. Volcanol.*, 47-4 (2), 1166-1177.
- Barberi, F., and L. Villari (1984). Mt. Etna and its 1983 eruption. *Bull. Volcanol.*, 47, 877-1177.
- Barberi, F., M. L. Carapezza, M. Valenza, and L. Villari (1993). The control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 1-34.
- Barberi F., F. Brondi, M. L. Carapezza, L. Cavarra, and C. Murgia (2003). Earthen barriers to control lava flows in the 2001 eruption of Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 231-243.
- Bousquet, J.C., and G. Lanzafame (1984). Les ruptures de surface liées à l'éruption du 28 mars 1983 de l'Etna (Sicile). *Bull. Volcanol.*, 47-4(2), 895-908.
- Colombrita, R. (1984). Methodology for the construction of earth barriers to divert lava flows: the Mt. Etna 1983 eruption. *Bull. Volcanol.*, 47-4(2), 1009-1038.
- Di Palma, S., F. Drago, E. Galanti, and V. Pennisi (1994). Earthen barriers and explosion tests to delay the lava advance: the 1992 Mt. Etna experience. *Acta Vulcanol.*, 4, 167-172.
- Frazzetta, G., and R. Romano (1984). The 1983 Etna eruption: event chronology and morphological evolution of the lava flow. *Bull. Volcanol.*, 47-4(2), 1079-1096.
- Gemellaro, C. (1858). *La vulcanologia dell'Etna*. Tipografia Accademia Gioenia, Catania, 1-266.
- Greeley, R., S. A. Fagents, R. S. Harris, S. D. Kadel, and D. A. Williams (1998). Erosion by flowing lava: field evidence. *J. Geophys. Res.*, 103-B11, 27, 325-27, 345.
- Guest, J. E. (1982). Styles of eruption and flow morphology on Mt. Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 23, 49-73.
- Guest, J. E., and J. B. Murray (1979). An analysis of hazard from Mount Etna Volcano. *J. Geol. Soc. London*, 136, 347-354.
- Guest, J. E., J. R. Underwood, and R. Greeley (1980). Role of lava tube in flows from the observatory vent, 1971 eruption on Mt. Etna. *Geol. Mag.*, 117, 601-606.
- Huppert, H. E. (1982). Flow and instability of a viscous current down a slope, *Nature*, 300, 427-429.
- Kilburn, C. R. J., and R. M. C., Lopez (1988). The growth of lava flow fields on Mt. Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.*, 93, 14.759-14.772.
- Lockwood, J. P., and F. A. Torgenson (1980). Diversion of lava flows by aerial bombing. Lessons from Mauna Loa volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 43-4, 727-741.
- Lyell, C. (1875). *Principles of geology*. XII ed., John Murray, London.
- Macdonald, G. A. (1962). The 1959 and 1960 eruptions of Kilauea volcano, Hawaii and the construction of walls to restrict the spread of the lava flow. *Bull. Volcanol.* 24-2, 249-294.
- Macdonald, G. A. (1975). Hazards from volcanoes. In: *Geological Hazards*. Springer- Verlag, New York, 63-131.
- Peterson, D. W., and D. A. Swanson (1974). Observed formation of lava tubes. *Stud. in Speleol.*, 2-6, 209-222.
- Romano, R., and C. Sturiale (1982). The historical eruptions of Mt. Etna (volcanological data). *Mem. Soc. Geol. It.*, 23, 75-97.
- Sparks, R. S. J., H. Pinkerton, and G. Hulme (1976). Classification and formation of lava levees on Mt. Etna, Sicily. *Geology*, 4, 269-271.
- Tanguy, J. C., and G. Patanè (1984). Activity of Mount Etna, 1977-1983: volcanic phenomena and accompanying seismic tremor. *Bull. Volcanol.*, 47-4(2), 965-976.
- Vassale, R. (1994). The use of explosive for the diversion of the 1992 Mt. Etna lava flow. *Acta Vulcanol.*, 4, 173-177.
- Volpe, A., and G. Tonoli (1984). Rodio cooling chambers. *Bull. Volcanol.*, 47-4(2), 1051-1056.
- Wadge, G. (1978). Effusion rate and the shape of aa flow fields on Mt. Etna, *Geology*, 6, 503-506.
- Wadge G. (1981). The variation of magma discharge during basaltic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, 139-168.
- Walker, G. P. L. (1973). Lengths of lava flows. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A 274, 107-118.
- Wright R., S. Blake, A. J. L. Harris, and D. A. Rothery (2001). A simple explanation for the space-based calculation of lava eruption rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 223-233.

La Vulcanologia sperimentale

Quanto è stato illustrato nelle pagine precedenti sul **vulcanismo esplosivo** rappresenta un estratto essenziale che si ricava dalla letteratura degli ultimi cinquant'anni in cui la Vulcanologia, una volta ritenuta la sorella povera della Petrografia, si è dignitosamente affrancata come disciplina autonoma comprendendo oggi anche alcuni contenuti della petrologia in condizioni subvulcaniche, della geochimica di alcuni elementi in tracce, della geofisica della sorveglianza, della sedimentologia delle rocce clastiche e infine delle analisi numeriche e di alcune simulazioni sperimentali.

Questo obiettivo è stato raggiunto grazie al lavoro di ricerca e agli stimoli di alcuni vulcanologi/ricercatori che, diffondendo le loro idee, hanno permesso alla Vulcanologia di svolgere una funzione didattica e di ricerca in cui il rapporto uomo/vulcano è stato sempre un binomio inscindibile, specialmente per le aree di vulcanismo attivo.

Ricordare i contributi scientifici di S. Aramaki, R.V. Fisher, I. Murai, M. F. Sheridan, R. L. Smith, S. Thorarinsson, G.P.L Walker e dei loro diretti allievi significa percorrere culturalmente le fasi evolutive di questa fantastica disciplina che, affiancandosi ad altre come la Fisica dell'atmosfera, la Dinamica dei fluidi, ha superato la fase descrittiva per entrare nel mondo della semi-quantificazione di una fenomenologia alquanto complessa come quella vulcanica a carattere esplosivo.

Alcune discipline, come la Fisica e la Matematica riescono ad esprimersi attraverso corrette e definite quantificazioni; la Geologia, e per essa la Vulcanologia, non appartiene a queste discipline in quanto il fenomeno vulcanico non si può studiare direttamente e pertanto solo attraverso approcci metodologici, tipici di altre discipline, si può tentare di giungere alla definizione indiretta di aspetti vulcanologici semiquantitativi per lo più basati su logiche simulazioni.

E' innegabile che nell'ambito delle fenomenologie vulcaniche quelle che riguarda-

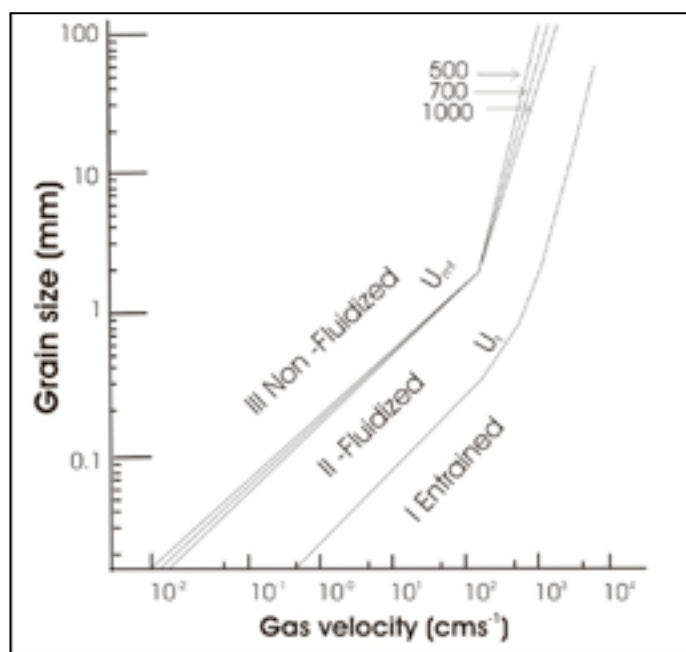


Fig.1 - Rapporto tra la velocità del gas in cm/s e la granulometria del deposito.

no il vulcanismo esplosivo risultano le più complesse e difficilmente spiegabili in quanto si osserva il risultato della fenomenologia in condizioni di "bocce ferme". Ne consegue che per cercare di definire alcune condizioni dinamiche sia fisiche che idrauliche del fenomeno in atto bisogna fare riferimento ad altre conoscenze che permettono in laboratorio sperimentazioni "in vitro" da cui acquisire parametri numerici possibilmente adottabili ed assimilabili a quelli che caratterizzano il fenomeno naturale.

Nell'ambito del vulcanismo esplosivo il dinamismo di una Corrente Piroclastica è simile a quello di una soluzione naturale ad alta

temperatura costituita da una frazione solida, variabile per densità, immersa in un componente volatile che agisce da soggetto trasportatore. E' oltremodo evidente che su tale sistema naturale opera l'ambiente esterno caratterizzato da basse temperature le quali agiscono sulla nube piroclastica che cambia continuamente, durante il percorso, di stato fisico. L'unica disciplina che, al momento, può fornire conoscenze indirette sul dinamismo di una corrente piroclastica è la Dinamica dei Fluidi.

I contenuti di questa disciplina convergono nell'indicare che il moto di un fluido è estremamente complesso in quanto esso può variare, attraverso transizioni, da condizioni di moto stazionario a quelle di moto laminare e vorticoso. Nel contempo il moto viene condizionato dalla viscosità del fluido e dalla dimensione e forma dell'oggetto in

movimento nel fluido.

E' ben noto che lo stato fisico della Corrente Piroclastica tende a variare anche in funzione del tipo di magma che lo ha prodotto. Se il magma ha una composizione chimica oscillante fra andesitica e/o riolitica (magmi calco-alcalini) i depositi che ne derivano possono mostrare condizioni strutturali tali da far ritenere che il dinamismo della corrente poteva assimilarsi ad un fluido altamente viscoso, caratterizzato da un moto laminare, qua-

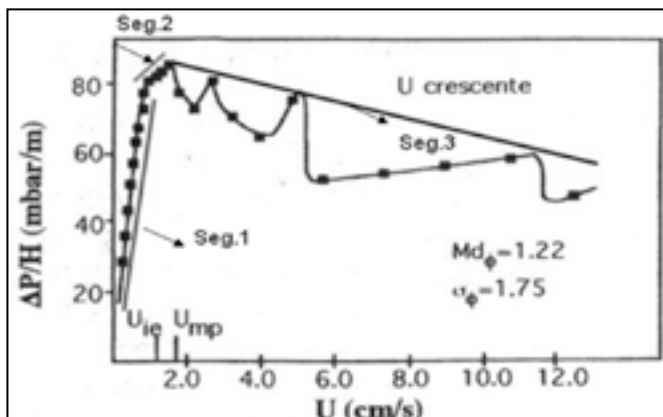


Fig.2 - Curve di fluidizzazione ottenute da C.J.N. Wilson su campioni naturali: si evidenziano tre differenti gradi di fluidizzazione per questi depositi.

si paragonabile al flusso "continuo" tipico delle lave. In altri casi la Corrente Piroclastica proviene da magmi alcalini a composizione trachitica o tefritica la cui componente volatile, data la viscosità del magma, si separa rapidamente in una fase pre-eruttiva, determinando una frammentazione del magma con conseguente forte eiezione di una nube (jet) verticale che in seguito potrà collassare producendo flussi piroclastici. In questi casi il moto delle particelle che compongono il discontinuo solido, diffuso nella componente volatile, risulta estremamente variabile e molto probabilmente esso assumerà il comportamento di un moto da laminare a turbolento a vorticoso, moto in cui la viscosità sarà differenziata dalla testa alla coda della Corrente Piroclastica.

Senza volersi addentrare nella complessa dinamica dei fluidi reali, si può, senza ombra di dubbio, affermare che una Corrente Piroclastica può essere paragonata ad un fluido le cui condizioni fisiche sono quelle di un continuo chimico-fisico variabile per pressione e temperatura.

Queste considerazioni sulla complessità del fenomeno esplosivo naturale non impediscono, e non hanno impedito in questi anni, la realizzazioni di sperimentazioni in laboratorio, analisi sperimentali che possano produrre in vitro effetti che talvolta sono staticamente osservabili in tutti i dettagli strutturali negli affioramenti naturali di depositi da correnti piroclastiche. La componente volatile presente all'interno di un flusso piroclastico può raggiungere velocità tali da sostenere completamente la fase solida trasportata dalla corrente generando condizioni definite di **fluidizzazione**. Questa condizione può far variare la reologia dei flussi piroclastici, permettendo loro di

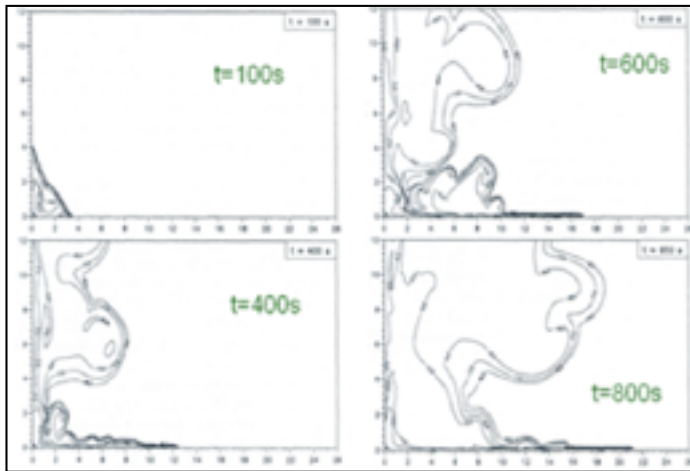


Fig.3 - Simulazioni numeriche della colonna eruttiva a quattro intervalli di tempo dopo l'eruzione; nell'algoritmo gli autori hanno utilizzato: concentrazione di particelle, pressione del gas, densità del gas, temperatura della miscela (da Neri e Macedonio, 1996).

nima fluidizzazione maggiore della velocità del gas), possono essere definite fluidizzate; 3) **particelle con $U_{mf} > U$** , vengono ritenute troppo pesanti per essere fluidizzate e pertanto saranno abbandonate dalla corrente piroclastica.

Quindi un flusso piroclastico risulta formato da una matrice costituita da fase 1 e 2, nella quale è dispersa la fase 3, che tende a galleggiare (pomici) o ad affondare (litici), in base al contrasto di densità con la matrice stessa (fig.1).

Il modello di Sparks è stato modificato da C.J.N. Wilson (1980,1984), il quale, a partire da curve di fluidizzazione ottenute su campioni di un deposito piroclastico, poco selezionato ed a prevalente componente pomicea, riconobbe, dai dati ottenuti in laboratorio, tre gradi differenti di fluidizzazione corrispondenti a tre tipi diversi di flussi piroclastici (fig.2). Le prove sperimentali furono effettuate insufflando gas (aria secca) dal basso in cilindri contenenti miscele granulari.

Nel Segmento 1: $0 < U < U_{ie}$, - U_{ie} rappresenta la velocità del gas (aria secca in pressione crescente nel sistema sperimentale) nella fase in cui, nel cilindro, i piroclasti iniziano a separarsi e l'insieme si espande; nel Segmento 2: $U_{ie} < U < U_{mp}$ - U_{mp} indica che l'insieme è parzialmente espanso e fluidizzato per l'azione del gas ma non si registrano formazione di bolle e neanche fenomeni di elutrazione; nel Segmento 3:

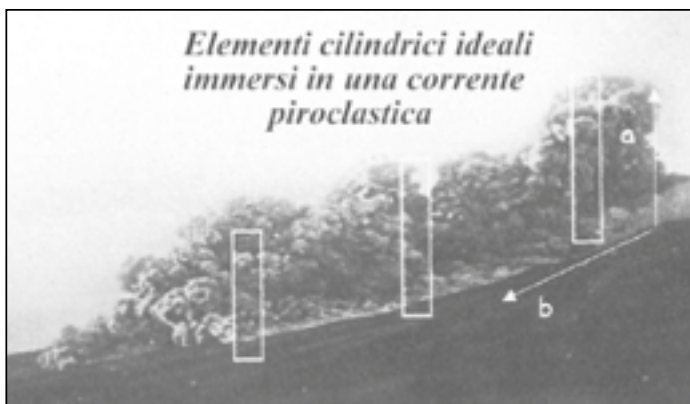


Fig.4 - Ideali cilindri immersi in una corrente piroclastica (eruzione della Pelée del 1902, da Lacroix, 1984)).

scorrere per qualsiasi valore dello stress di taglio applicato.

A riguardo Sparks nel 1976 suggerì che i flussi piroclastici si possono considerare solo parzialmente fluidizzati, e che la loro frazione solida risulta composta da tre tipologie di particelle: 1) **particelle con $U_t < U$** , (velocità terminale è minore della velocità del gas) determinano condizioni in cui una frazione di particelle saranno espulse dalla nube andando a costituire la frazione elutriata dalla corrente; 2) **particelle con $U_t > U > U_{mf}$** (velocità di mi-

nima fluidizzazione maggiore della velocità del gas), possono essere definite fluidizzate;

3) **particelle con $U_{mf} > U$** , vengono ritenute troppo pesanti per essere fluidizzate e pertanto saranno abbandonate dalla corrente piroclastica.

Quindi un flusso piroclastico risulta formato da una matrice costituita da fase 1 e 2, nella quale è dispersa la fase 3, che tende a galleggiare (pomici) o ad affondare (litici), in base al contrasto di densità con la matrice stessa (fig.1).

Il modello di Sparks è stato modificato da C.J.N. Wilson (1980,1984), il quale, a partire da curve di fluidizzazione ottenute su campioni di un deposito piroclastico, poco selezionato ed a prevalente componente pomicea, riconobbe, dai dati ottenuti in laboratorio, tre gradi differenti di fluidizzazione corrispondenti a tre tipi diversi di flussi piroclastici (fig.2). Le prove sperimentali furono effettuate insufflando gas (aria secca) dal basso in cilindri contenenti miscele granulari.

Nel Segmento 1: $0 < U < U_{ie}$, - U_{ie} rappresenta la velocità del gas (aria secca in pressione crescente nel sistema sperimentale) nella fase in cui, nel cilindro, i piroclasti iniziano a separarsi e l'insieme si espande; nel Segmento 2: $U_{ie} < U < U_{mp}$ - U_{mp} indica che l'insieme è parzialmente espanso e fluidizzato per l'azione del gas ma non si registrano formazione di bolle e neanche fenomeni di elutrazione; nel Segmento 3: $U > U_{mp}$ - nel cilindro si determinano condizioni d'instabilità: il componente gas dà luogo ad una fase di channeling in seguito alla quale si realizza una rapida gradazione della frazione grossolana, con deposizione delle particelle più grossolane, o più dense, al fondo del letto, e delle più fini, o meno dense, al top.

Nelle sperimentazioni in laboratorio tutti gli operatori sono

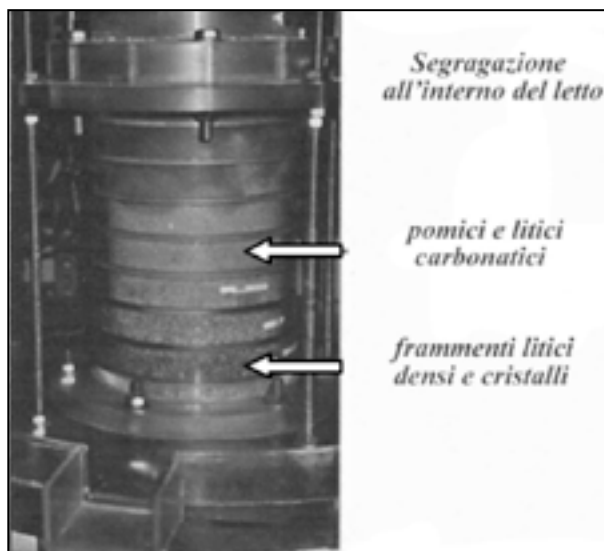


Fig.5 – La segregazione all'interno del letto è governata essenzialmente dalle differenze di densità dei materiali più che dalle differenti dimensioni degli elementi.

partiti inizialmente utilizzando materiale sintetico (Ballottini, FCC) variabile per forma, dimensioni e densità. In alcuni casi il passo successivo è stato rappresentato dall'utilizzo di ampi tagli granulometrici di depositi piroclastici evitando dimensioni maggiori di quelle centimetri per rispettare il fattore di scala imposto dall'apparato sperimentale.

I risultati di queste sperimentazioni sono nelle bibliografia allegata e dimostrano che l'approccio multidisciplinare favorisce l'evoluzione delle conoscenze, pur rimanendo coscienti dei limiti che queste esperienze comportano nella riproduzione del fenomeno naturale.

Questa via non deve essere abbandonata e, attraverso adeguate dimensioni tecnologiche dei laboratori, si potrebbero simulare eventi avvenuti e dei cui depositi si conoscono esattamente le caratteristiche strutturali.

Le esperienze numeriche sono anche indubbiamente interessanti per riprodurre con opportuni software, passo dopo passo, l'evoluzione di una nube piroclastica fino al collasso della colonna eruttiva.

Valentine e Wohletz (1989) hanno simulato le dinamiche delle colonne eruttive con le equazioni di Navier e Stokes che, associate alle equazioni di conservazione di massa ed energia, sono state risolte in domini bidimensionali, separatamente per la fase vapore e la fase solida.

Dobran et al. (1993), Neri e Dobran (1994) hanno considerato la fase vapore della colonna eruttiva costituita da due componenti, vapore d'acqua e aria, e hanno studiato separatamente il comportamento delle due fasi.

Neri e Macedonio (1996) hanno previsto un sistema di equazioni per la fase vapore e per due popolazioni di particelle di diverse dimensioni (fig.3).

Seguendo i risultati di queste significative simulazioni numeriche sarebbe interessante poter individuare negli affioramenti i depositi che corrispondano ai differenti

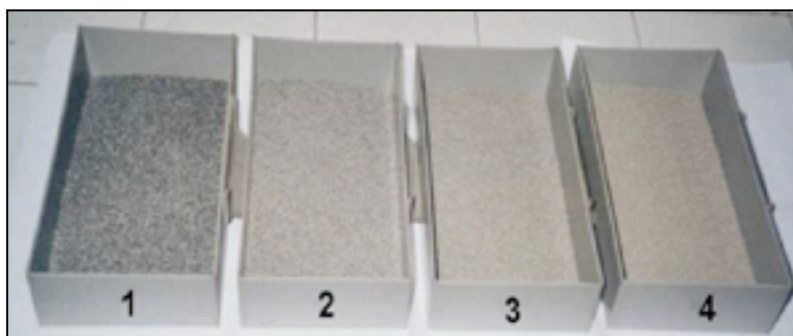


Fig.6 – La segregazione del materiale naturale dopo la condizione di minima fluidizzazione del letto; materiale più denso alla base e più leggero in alto; anche la granulometria passa da una sabbia grossolana ad una fine.

aspetti evolutivi della colonna eruttiva simulata al computer, attraverso l'utilizzo di adeguati algoritmi!!!!

Le osservazioni disponibili in letteratura sui PDCs (PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS) indicano soprattutto che il moto di una corrente piroclastica ed i relativi fenomeni che si generano al suo interno, possono essere correlati ed interpretati secondo le informazioni che si ottengono dalla **fluidodinamica dei letti fluidi**.

In base a questa considerazione, un gruppo di ricerca composto da vulcanologi ed ingegneri chimici (Marzocchella et al., 1997,1998,2000; Dionisi et al.1999; Gra-

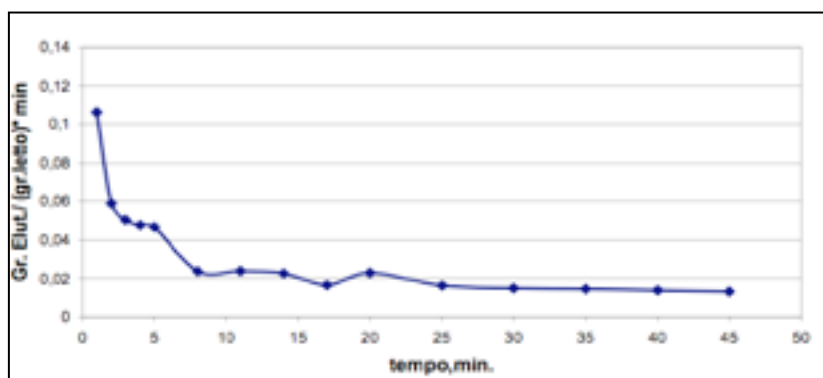


Fig.7 – Flusso delle polveri elutriate diagrammato rispetto al tempo.

vina et al.2004; Baraschino et al., 2007, 2008) della Università di Napoli Federico II, ha ideato e utilizzato una strumentazione che permettesse di ricavare informazioni utili da una simulazione ottenuta immaginando di immettere tre cilindri in un flusso piroclastico in movimento che, per un istante, possa considerarsi fermo; i tre cilindri rappresentano delle sezioni verticali in cui si cerca di definire, attraverso la simulazione, la reologia delle particelle disperse nella corrente piroclastica (fig.4)(Appendice 3). Il campione naturale utilizzato per la sperimentazione era costituito da miscela di frammenti vulcanici, con differenti densità, a spigoli vivi ottenuta da un deposito di pomici da caduta in giacitura primaria in cui erano presenti: pomici (porfiriche), litici (carbonatici e lavici) e cristalli sciolti.

Le prove sono state finalizzate all'individuazione del comportamento della fase solida di un flusso piroclastico nel corso del suo movimento e diffusione. All'interno del letto fluidizzato si sono investigati i seguenti fenomeni:

1) segregazione: è stato osservato che la gradazione delle particelle in un letto

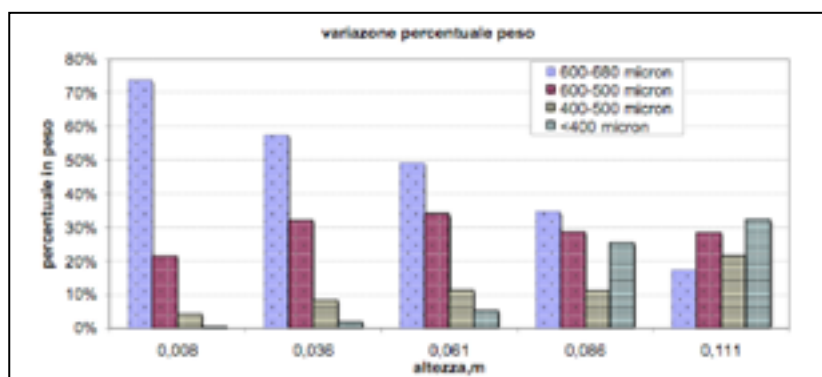


Fig.8 - Classi litologiche iniziali e finali dopo le prove di Abrasione.

fluido, all'aumentare della velocità dei gas, è dovuta principalmente alle differenze di densità delle particelle, ed in secondo luogo alle differenze di dimensioni delle particelle. Ne consegue che durante la prova le particelle più dense si sono segregate alla base della colonna di fluidizzazione mentre le più leggere si sono sedimentate nella parte superiore;

2) elutriazione: l'allontanamento in sospensione dal letto fluido delle particelle più sottili che si sono raccolte definitivamente su filtri predisposti;

3) abrasione: gli urti tra le particelle nel letto fluido ha determinato l'arrotondamento delle particelle e la formazione di una nuova frazione di materiale fine.

Dopo le prove di fluidizzazione si è osservato che la distribuzione verticale delle particelle naturali nel cilindro risulta essere la seguente: i clasti di dimensioni minori (pomici e litici decarbonatati), si sedimentano preferenzialmente al top del letto, mentre al fondo si sedimentano i clasti più densi (cristalli e litici lavici) con granulometria sabbioso-grossolana (fig.5).

Nella Fig.6 sono rappresentate le 4 frazioni che si sono segregate nel letto fluido: a partire dalla n.1 caratterizzata da materiali più densi a granulometria sabbioso-grossolana fino alla frazione n. 4 in cui sono presenti gli elementi con densità minore a granulometria sabbiosa fine.

Le Prove di elutriazione sono state finalizzate alla valutazione del movimento di particelle elutriate in un di tempo paragonabile a quello di messa in posto di un flusso piroclastico passante attraverso una sezione naturale in un intervallo di tempo definito. Il flusso delle polveri elutriate, è stato risolto rispetto al tempo utilizzando 3 serie da 5 filtri di carta (fig.6 in Appendice 3) sostituiti ad intervalli di tempo differenti.

In questa sperimentazione la velocità del gas è stata aumentata rapidamente fino ad un valore prestabilito (U2) e mantenuto costante per un tempo predefinito. I risultati sperimentali delle prove di elutriazione hanno messo in evidenza che la frazione fine, generata per abrasione, si allontana solo in parte dal letto per elutriazione, mentre la restante parte resta ad alimentare la fluidizzazione all'interno della colonna (fig.7).

Le Prove di abrasione sono state finalizzate alla valutazione delle variazioni granulometriche che avvengono durante il movimento di un flusso piroclastico. La produzione di una frazione fine da parte di una corrente piroclastica, durante il suo movimento naturale, facilita lo stato di fluidizzazione all'interno del flusso stesso. I risultati

Tutte le prove sono condotte con un'altezza statica di materiale pari a 0.07 m

U	m/s	0.471	0.942	1.414	1.885	2.356	2.827
ω	rpm	5	10	15	20	25	30

Materiale	FCC	GB1	GB2
Diametro medio di Sauter, μm	40	55	550
Densità, kg/m^3	1600	2540	1580
Classificazione secondo Geldart	A-C	B	B
Velocità di minima fluidizzazione, m/s	0.0012	0.004	0.14
Velocità terminale della particella, m/s	0.07	0.22	3.16
Sfericità, %	0.5	1	1
Angolo di riposo in aria, °	35	20	20



Fig.9 – Il Tamburo Rotante.

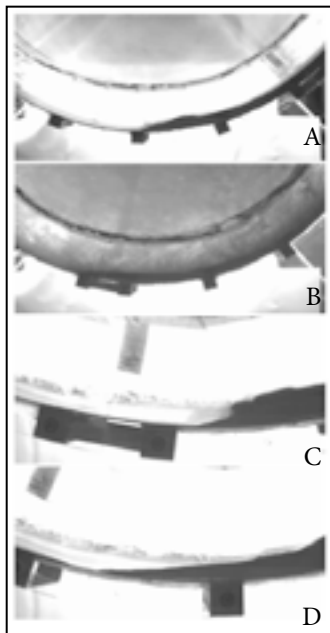


Fig.10 - a,b,c,d – I risultati delle riprese eseguite su materiali sintetici (ballottini) con il Tamburo Rotante.

a) Per l'FCC si osserva uno stato di parziale fluidizzazione in corrispondenza di $w = 15 \text{ rpm}$

b) Per 25 e 30 rpm lo stato fluidizzato è permanente: nel pelo libero orizzontale, presenza di onde riflesse, espulsione d'aria sotto forma di bolle. Da notare l'estensiva elutriazione di materiale fine che sovrasta il flusso granulare alla base.

c) Nella regione frontale hanno luogo fenomeni di overhang: filetti fluidi a distanze crescenti dal fondo sopraggiungono il fronte dando vita a componenti bidimensionali di flusso che si traducono in intensa vorticità localizzata nella regione frontale, provocano l'ingestione di aria.

d) I filetti fluidi più superficiali mostrano un comportamento che ricorda quello di onde di liquido che si infrangono come "plunging breaker". Lungo tutto il pelo libero superficiale ha luogo l'estensiva formazione di questo tipo di frangenti, responsabili dell'ingestione di quantità notevoli di aria da parte dell'intero sistema

delle prove di abrasione suggeriscono che all'interno di una corrente piroclastica la formazione di una frazione fine per abrasione termina dopo un certo intervallo di tempo. Questa evidenza sperimentale si ripercuote sulla mobilità del flusso in quanto la velocità di fluidizzazione dipende dalle dimensioni e dalla quantità delle particelle.

L'analisi granulometrica eseguita al termine delle prove di abrasione mostra un assortimento diverso da quello iniziale per la presenza di una nuova classe di particelle di piccole dimensioni (finest particles) generate dagli urti che si verificano tra i clasti all'interno del letto (fig.8). La distribuzione verticale delle particelle indica che quelle di dimensioni minori si ritrovino preferenzialmente al top del letto, mentre al fondo si concentra la frazione più grossolana.

L'insieme di queste prove eseguite in laboratorio sui letti fluidi, utilizzando materiale vulcanico naturale, converge nell'indicare che: l'approccio metodologico fornito dalla fluidodinamica dei letti fluidi sembra essere giusto e corretto in quanto ha for-

nito dati sperimentali che sono riscontrabili sul terreno nel momento in cui si studia un deposito da corrente piroclastica in tutte le sue facies che si possono distribuire sul territorio a diverse distanze fino ad alcuni chilometri dall'origine. Il rilevamento di un deposito da corrente piroclastica, a larga scala regionale, in differenti siti (es. Tufo

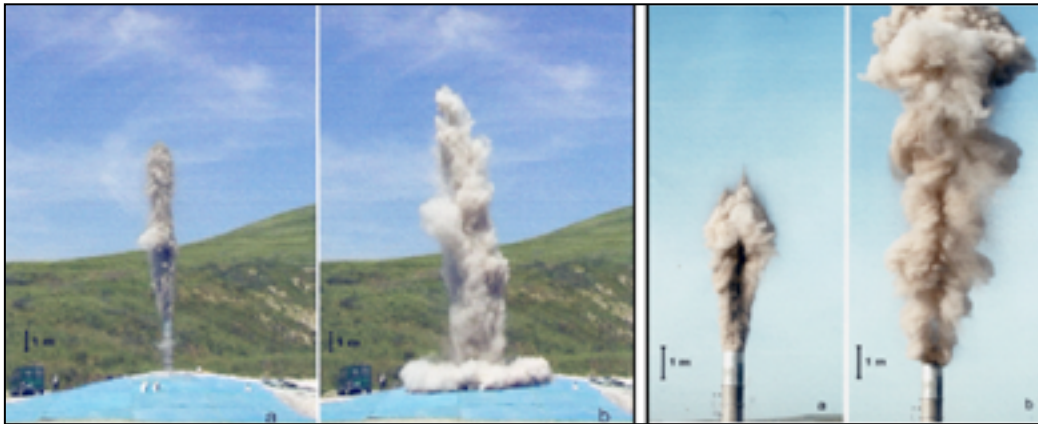


Fig. 11 – Sperimentazione a grande scala: colonna eruttiva densa tendente al collasso (da Dellino et al., 2014).

Fig. 12 - Sperimentazione a grande scala: colonna eruttiva diluita con formazione di un plume (da Dellino et al., 2014).

Grigio Campano riportato nelle carte geologiche) fa comprendere come la morfologia preesistente abbia controllato la corrente fluida in cui la componente volatile abbia permesso al flusso, durante il suo movimento, di raggiungere quote morfologiche superiori al reale spessore della nube. Inoltre il rilevamento di questa formazione sia nelle aree prossimali sia in quelle distali, unitamente alle variazioni granulometriche laterali e verticali del deposito, ha trovato, da queste sperimentazioni in laboratorio, un logico riscontro e coerenza con le conclusioni vulcanologiche raggiunte.

Queste sperimentazioni se, da un lato, hanno permesso di avere riscontri validi a corrette interpretazioni vulcanologiche, dall'altro nulla dicono sul dinamismo di una nube durante il suo scorrimento, cioè non permettono l'osservazione del flusso piroclastico durante il suo movimento. Questo è l'altro aspetto che è stato utile investigare, anche se in uno stadio preliminare, al fine di avere indicazioni sulle deduzioni vulcanologiche che si traggono dall'aspetto strutturale del deposito in tutte le sue variazioni di facies.

L'ulteriore sperimentazione realizzata nei laboratori del Dipartimento di Ingegneria Chimica della Federico II è stata quella del Tamburo Rotante (fig.9). Esso consiste in un apparato circolare di circa due metri di diametro azionato da un motore che conferisce al sistema rotazioni molto lente. Al suo interno sono stati introdotti prodotti sintetici (Ballotini sferici di dimensioni e densità differenti o catalizzatore FCC); i due lati del tamburo sono stati chiusi con plexiglas trasparente al fine di permettere la ripresa di filmati con una telecamera (low motion) posizionata lateralmente ovvero frontalmente. I materiali e le condizioni operative sono di seguito riportate:

I risultati delle riprese eseguite su questi materiali sintetici con il Tamburo Rotante sono riportati nelle figure seguenti (Fig.10 a,b,c,d) .

Un gruppo di ricercatori dell'Università di Bari, del CNR, e di alcune Istituzioni Universitarie tedesche, islandesi e americane (Dellino et al. 2007, 2010, 2014) hanno

ideato e realizzato un interessante e forse unico sistema (vedi Appendice 3) che prevede **esperimenti a grande scala** finalizzati all'individuazione delle condizioni dinamiche che determinano lo sviluppo della colonna eruttiva ed anche il suo susseguente collasso.

Quanto è stato realizzato è frutto di molti anni di ricerca e di impegno anche per soddisfare le esigenze tecniche indispensabili per giungere a risultati di notevole validità scientifica.

Negli esperimenti viene iettato in ambiente atmosferico da un condotto circolare, di 60 cm di diametro, un insieme, variabile per densità, di gas e piroclastico. In virtù della densità di uscita si ottengono formazioni di colonne molto dense che in un secondo momento collassano producendo density current (fig.11 a,b), ovvero colonne (calde o fredde) piuttosto diluite che assumono una morfologia tipica di colonna sostenuta dai depositi da caduta (fig.12 a,b).

In base alla bibliografia attuale, questi esperimenti, contenuti in laboratori ovvero svolti in ambienti esterni fin dove è possibile, rappresentano senza alcun dubbio l'approccio scientifico migliore per una maggiore conoscenza delle fenomenologie dell'esplosivo.

Questi esperimenti richiedono: tempi di lavoro molto lunghi, supporti economici significativi e il coinvolgimento di gruppi di ricercatori con competenze differenti che si integrano per il raggiungimento degli obiettivi scientifici.

Infine, come conseguenza di questi risultati, sicuramente si avrà una positiva ricaduta sia nella didattica della Vulcanologia sia nella migliore definizione della Pericolosità nelle aree di vulcanismo attivo.

Ringraziamenti

Alla fine di questa non facile impresa desidero ringraziare alcune persone che mi hanno supportato ed incoraggiato a realizzare questo progetto didattico i cui contenuti fanno leva sulla lunga esperienza di geologo prima e di docente di Vulcanologia a partire dal 1980. Mi auguro che questo testo possa rappresentare un valido aiuto nell'ambito della didattica delle Scienze Geologiche.

Meritano un giusto ringraziamento

La prof.ssa Paola Petrosino, associata di Vulcanologia dell'Ateneo Federico II, per alcuni specifici contributi che hanno notevolmente migliorato il testo nel suo insieme specialmente nel settore del rilevamento vulcanologico.

I coautori di questo libro per aver fornito contributi culturali che hanno integrato e migliorato notevolmente il testo originale mettendo in evidenza alcuni aspetti del Vulcanismo Esplosivo quali la risorsa geotermica e la valutazione di impatto nelle aree di vulcanismo attivo campane.

La prof.ssa Anna Vinci, già associata di Vulcanologia all'università di Parma, sia per l'incoraggiamento continuo durante lo stato di avanzamento del testo sia per avermi fornito alcune immagini relative alle eruzioni della Pelée del 1902 e del Capelinhos del 1957.

I docenti e ricercatori di alcuni Dipartimenti della Facoltà di Ingegneria della Federico II con i quali si sono sviluppate negli ultimi tempi ricerche di vulcanologia sperimentale che hanno avuto una ricaduta significativa nella compressione del fenomeno naturale come pure nell'attività didattica.

Me stesso per la pazienza con la quale ho spulciato la bibliografia degli ultimi 5 anni durante i quali notevoli sono stati gli avanzamenti culturali sul Vulcanismo Esplosivo.

Infine l'insieme degli studenti incontrati in questi trent'anni di attività didattica durante i quali mi hanno sopportato come docente esigente ma nel contempo hanno anche apprezzato, almeno lo spero, la mia disponibilità per una loro sempre più completa educazione alla conoscenza della Vulcanologia.

APPENDICE 1

La Crescita delle Bolle di Gas è principalmente controllata:

- 1) dalla diffusione dei volatili e dalla loro natura, solubilità, soprasaturazione;
- 2) dalla velocità con la quale la pressione litostatica si abbassa contemporaneamente alla risalita della miscela gas + bolle;
- 3) dalla densità, viscosità e tensione superficiale del magma

La velocità di crescita delle bolle per decompressione è inoltre controllata: dalla velocità di ascesa del magma, dalla velocità di frammentazione del magma, dalla quantità di nuove bolle che risalgono dalla zona di nucleazione delle bolle.

La **Vescicolazione** inizia quando il magma diventa soprassaturo in volatili e determina la nucleazione delle bolle di gas. In accordo con la teoria classica della nucleazione omogenea, esiste una dimensione critica ($R_{critical}$) in cui i nuclei sono stabili e in questa fase inizia il loro accrescimento.

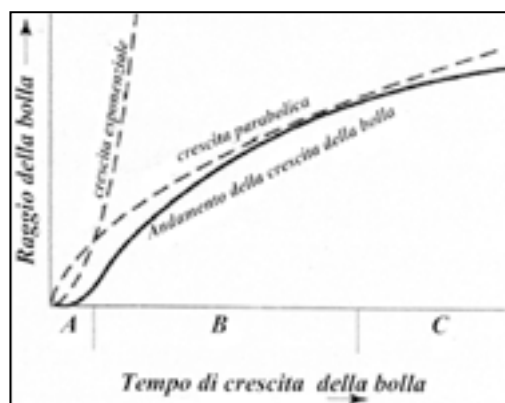


Fig. 1 - Crescita delle bolle di gas: rapporto raggio della bolla/tempo (modificata da Gilbert e Sparks, 1998).

La curva che rappresenta la **Storia della Crescita della Bolla di Gas** è divisa in tre parti (fig.1):

Inizialmente, quando la bolla è molto piccola (nella fase di nucleazione), la crescita è esponenziale perché limitata e controllata dalla viscosità del magma (segmento A);

Appena la bolla comincia a crescere, l'andamento di crescita diventa parabolico in quanto questo viene limitato dalla diffusione dei volatili nella bolla (segmento B);

Nei sistemi reali per tempi lunghi, la crescita delle bolle sarà limitata da: presenza, numero, dimensioni e vicinanza delle bolle circostanti (affollamento di bolle), dal tasso di decompressione del magma; in modo tale la crescita delle bolle avrà di conseguenza un andamento posto al di sotto della curva parabolica (segmento C).

La storia di crescita di una bolla in queste condizioni ideali (singola bolla in un liquido stazionario a pressione costante) sarà governata sia dalla **viscosità del fuso** che dalla **diffusione dei volatili**.

Ad esempio, la crescita di una bolla in fuso riolitico ricco in acqua (che ne abbassa la viscosità), sarà limitata dalla diffusione dei volatili solo dopo 1 secondo, mentre la crescita di una bolla in un fuso riolitico pressoché anidro, l'andamento della crescita sarà esponenziale per un intervallo che va verso tempi molto più lunghi (da poche ore a interi giorni!).

Per una fase volatile costituita solo da H_2O il valore del coefficiente di diffusione D si ricava dalla relazione:

$$-\log D = \log \eta + 5.82 - 4100/T$$

dove: η rappresenta la viscosità del magma e T la temperatura assoluta.

Essendo fortemente controllata dalla viscosità del magma, la diffusione dei volatili nelle bolle per il loro accrescimento sarà molto maggiore nei magmi meno viscosi (es. basalti, etc.) che in quelli altamente viscosi (es. andesiti, rioliti, etc.).

La dimensione delle bolle è regolata dalla seguente relazione:

$$R = 2\beta(Dt)^{1/2}$$

dove: R è il raggio della bolla, β è la costante di crescita costante, D è il coefficiente di diffusione, t è il tempo. La Pressione del fluido nella bolla in accrescimento P_b è data da:

$$P_b = P_m + 2\sigma'/r + p_m(r \ddot{R} + 3/2\dot{R}^2) + 4\eta\dot{R}/r$$

dove: P_m è la pressione del magma statico, R è il tasso di accelerazione, σ' è la tensione superficiale, \dot{R} è il tasso di crescita, r è il raggio della bolla, p_m è la densità del magma, η è la viscosità dinamica (fig.2).

I componenti volatili continueranno a diffondersi nelle bolle fino al momento in cui sarà raggiunto l'equilibrio tra la pressione dei fluidi nelle bolle e la pressione di vapore dei volatili ancora disciolti nel magma.

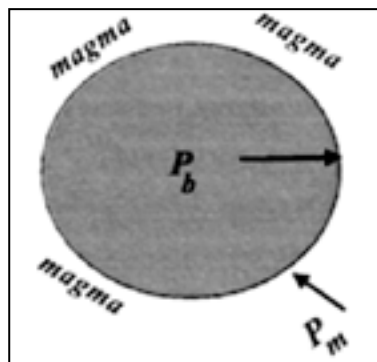


Fig.2 – Rapporto tra pressione del magma P_m e la pressione di volatili P_b all'interno della bolla.

Lo studio degli effetti della diffusione e della decompressione sulla crescita delle bolle dimostra che:

- 1) le bolle inizialmente crescono rapidamente per diffusione, ma poi gli effetti di decompressione prevalgono;
- 2) le dimensioni finali delle bolle sono tanto più piccole quanto più veloce è la risalita del magma;
- 3) viscosità elevate del magma ($>10^6$ poises) inibiscono fortemente la crescita delle bolle e producono forti eccessi di pressione interna;
- 4) all'aumentare del contenuto in volatili del magma e dei valori della diffusività, aumentano le dimensioni massime raggiungibili dalle bolle.

APPENDICE 2

La classificazione di Walker del 1973, nel riferirsi alle attività esplosive nel loro insieme, non prende in considerazione che queste sono controllate da magmi che, a parità di contenuti di volatili primari, presentano valori della viscosità estremamente differenti passando da un'attività hawaiana (magmi a bassa viscosità) ad una pliniana (magmi ad alta viscosità); inoltre questa variazione di viscosità, in condizioni idromagmatiche, incide notevolmente esasperando il valore della percentuale di frammentazione F di questa classificazione.

A parte queste obbiettive considerazioni, il merito di Walker (1973,1980) è stato determinante in quanto ha spinto a ricercare nuove e più raffinate, pur sempre empiriche, metodologie mirate alla migliore determinazione dei volumi/masse dei prodotti da caduta derivanti dalle eruzioni a carattere esplosivo. La determinazione dei volumi dei prodotti da caduta rappresenta una utile ed indispensabile informazione per valutare le magnitudo delle eruzioni in un'area di vulcanismo attivo per la quale è importante definire nel modo migliore possibile il suo grado di Pericolosità.

Bisogna tuttavia considerare che sul calcolo dei volumi emessi da un evento esplosivo incidono alcune difficoltà quali: il rapporto spessore/area che non varia in maniera lineare, la difficoltà nel calcolo del rapporto spessore/area, l'assenza quasi totale di siti nelle zone distali, lontane anche molte decine di km dal vulcano, l'assenza nelle aree prossimali di siti adeguati per la determinazione dello spessore massimo osservato, in conseguenza di evidenze morfo-strutturali come aspetti erosivi, effetto caldera, ovvero la copertura di prodotti di eruzioni successive a quella in studio.

Queste rappresentano le più significative limitazioni per la determinazione dei volumi/masse dei prodotti da caduta anche, e soprattutto, legati ad eruzioni che hanno prodotto significativi volumi di fine ash. Ne consegue che piuttosto del calcolo dei volumi emessi si debba ricercare una stima dei volumi/masse in base alla quale si potrà definire l'ordine di grandezza della magnitudo eruttiva.

Sul calcolo dei volumi dei depositi da caduta incide inoltre molto il valore del numero di Reynolds²¹ che per i depositi da caduta in facies prossimale risulta essere molto alto (in regime di turbolenza), mentre per le facies distali risulta essere molto basso (in regime laminare); ne consegue che legare gli spessori di depositi, distanti fra loro anche centinaia di chilometri, sedimentati secondo regimi differenti (esempio: co-ignimbrite ash fall legata alla formazione del Tufo Grigio Campano rinvenuto nei deep-sea cores dell'Egeo), potrebbe generare notevoli incertezze sulla determinazione dei rapporti volumi/masse, in quanto bisognerebbe considerare una continua variazione del regime idraulico di sedimentazione dei piroclasti, da turbolento a laminare.

Queste obbiettive difficoltà sulla definizione delle magnitudo eruttive avranno un ricaduta non indifferente sulla definizione del grado di Pericolosità in un'area di vulcanismo attivo.

²¹ Il numero di Reynolds, usato in fluidodinamica, è una grandezza adimensionale, che indica il tipo di moto di un fluido. In base al rapporto tra le forze inerziali e le forze viscosi si ricava la seguente relazione $NRe = (\rho \cdot v \cdot \varnothing) / \mu$ dove "ρ" indica la densità del fluido; "v" la velocità del fluido; "ϕ" il diametro del cilindro; "μ" la viscosità del fluido. A seconda del valore ricavato da questa equazione, si definisce il moto del fluido che sarà:

TURBOLENTO per valori di $NRe > 4000$:

TRANSITORIO per valori di $2100 \leq NRe \leq 4000$:

LAMINARE per valori di $NRe < 2100$:

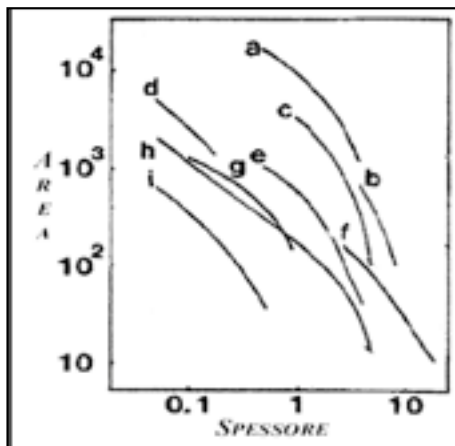


Fig. 1- Diagramma \ln spessore in m / \ln Area in km^2 di alcuni depositi pliniani (da G.P.L. Walker, 1980).

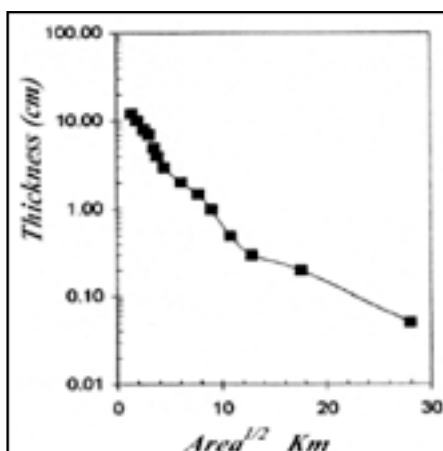


Fig. 2 - Diagramma \ln spessore (cm)/ $\text{Area}^{1/2}$ (km).

Una delle caratteristiche dei depositi da caduta è da sempre rappresentata dall'andamento **curvilineo** esponenziale della diminuzione, a partire dalla sorgente, dello spessore, dei valori mediani e massimi dei frammenti vetrosi (pomici) e dei frammenti litici. Nella determinazione del volume del deposito da caduta, l'approccio convenzionale $\ln T$ (Spessore in metri del deposito)/ $\ln A$ (area in km^2 compresa all'interno dell'isopaca) (fig.1) definisce un andamento curvilineo che potrebbe portare ad una sottostima del volume del deposito da caduta.

Nel 1989 Pyle propose un nuovo metodo empirico che migliorava la precedente metodologia attraverso l'introduzione di due nuovi **parametri** b_t e b_c che rappresentano rispettivamente la distanza in km oltre la quale lo spessore massimo misurato del deposito si dimezza e la massima dimensione misurata del frammento sia pomiceo che litico alla stessa distanza. Pertanto ne consegue che l'uso del diagramma $\ln(\text{spessore})-(\text{area})^{1/2}$ (fig.2), attraverso un **andamento più lineare**, consente di calcolare più adeguatamente i volumi emessi dall'eruzione. Il valore (in km) di b_t , fornisce anche indicazioni sulla forma della distribuzione (isopaca, isopleta) del deposito; infatti per una distribuzione circolare il volume del deposito si ottiene dalla seguente relazione:

$$V = 13.08 T_0 b_t^2$$

dove T_0 rappresenta il massimo spessore misurato.

Se invece la distribuzione del deposito assume una morfologia ellittica si deve, nella definizione del volume del deposito, calcolare anche il valore e dell'eccentricità dell'isopaca nell'assunzione che l'origine dell'eruzione occupi uno dei fuochi dell'ellisse. Ne consegue che il volume del deposito si otterrà dalla seguente relazione:

$$V = 13.08 T_0 b_t^2 / \alpha$$

dove α rappresenta il valore dell'ellitticità dell'isopaca che si ottiene dalla seguente relazione:

$$\alpha^2 = (1 - e^2) = Y^2/X^2$$

dove Y = asse minore in km e X = asse maggiore in km.

Infine i **parametri** b_t e b_c , proposti da Pyle, possono fornire altre utili indicazioni: il parametro b_t fornisce dati sulla stima dell'altezza della colonna eruttiva desunta dal-

le dimensioni massime dei frammenti litici; il valore di b_c / b_t , cioè il rapporto dimensione dei clasti/spessore del deposito, fornisce utili e più precise informazioni sul grado di frammentazione del deposito.

Nel 1995 lo stesso autore, considerando alcune evidenze geologiche in cui per una ricostruzione di un'eruzione sono disponibili unicamente dati dello spessore nell'aree prossimali, propose una metodologia integrativa da cui si può ricavare un stima minima del volume emesso.

L'approccio suggerito da Pyle (1989,1995) migliora molto la iniziale classificazione

In T (Spessore in metri del deposito)- InA (area in km²)

in particolare nel campo delle eruzioni esplosive a carattere stromboliano-subpliniano-pliniano.

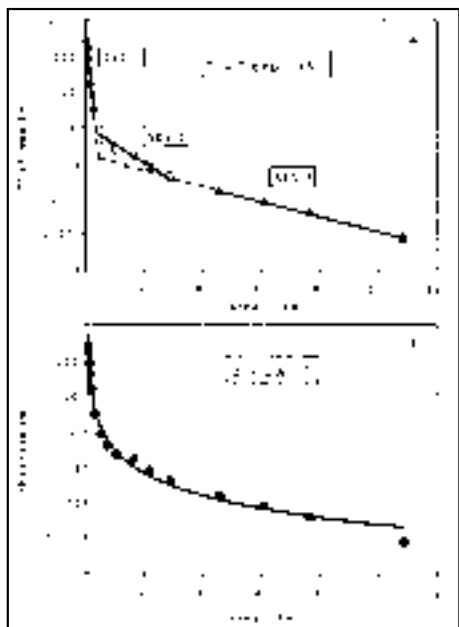


Fig.3 –Diagramma semilogaritmico spessori (cm)–Area^{1/2} (km) applicato ai depositi da caduta dell'eruzione del 1996 del vulcano Ruapehu in New Zealand. da Bonadonna e Houghton (2005 modificata).

(a): I tre segmenti ben descrivono l'andamento esponenziale (segmenti: SEG1,2,3); la linea tratteggiata indica le estrapolazioni per i siti in facies prossimali e distali.

(b): Andamento esponenziale descritto dalla curva secondo la power-law.

Nel 1992 Fierstein and Nathenson ritengono che, per il calcolo dei volumi di piroclastico da caduta, l'adozione del rapporto In Spessore/ Area^{1/2} rappresenti il metodo migliore in quanto tiene conto della diminuzione esponenziale, a partire dall'origine, dello spessore dei depositi e rende l'estrapolazione, per la definizione dello spessore nelle aree distali, più accettabile. Questi autori nel calcolo del volume hanno apportato modifiche alle equazioni proposte da Pyle al fine di definire una chiara indipendenza del volume del deposito dalle morfologie delle isopache circolari ovvero ellittiche. E' da evidenziare inoltre che alcuni parametri di depositi da caduta (spessore, dimensioni medie e massime dei frammenti) che presentino buone esposizioni in tutta la loro areale diffusione, non presentano un deciso andamento esponenziale e forse sono meglio rappresentati, lungo tutto il loro percorso, da due o più andamenti lineari, come evidente nel diagramma semilogaritmico spessore-area^{1/2} di fig.3.

E' stato proposto recentemente da Bonadonna e Costa (2012) un nuovo metodo empirico per la determinazione del volume/massa dei depositi piroclastici da caduta basato sull'integrazione della funzione di Weibull²². La distribuzione Weibull fra lo Spessore (cm) e l'area A^{1/2} dell'isopaca (km) si basa unicamente sull'acquisizione di tre parametri indipendenti (θ , λ , n)²³.

22 La letteratura dice che nella Teoria delle probabilità la distribuzione di Weibull è una distribuzione di probabilità continua definita sui numeri reali positivi e descritta da due parametri λ (parametro di scala) e k (parametro di forma). Questa teoria prende il nome dal matematico svedese Waloddi Weibull che la descrisse nel 1951. La distribuzione Weibull fornisce un'interpolazione tra la distribuzione esponenziale (per $k=1$), la distribuzione di Rayleigh (per $k=2$) e la distribuzione normale (per $k=3$)

23 θ rappresenta lo spessore del deposito espresso in cm; λ l'andamento della diminuzione dello spessore del deposito con la distanza, espresso in km; n è un parametro adimensionale. Al fine di trovare la migliore distribuzione Weibull gli autori suggeriscono per questi tre parametri la seguente adozione di variazioni iniziali: 0.1-5000cm (θ), 0.1-1000km (λ) e 0.2-2(n).

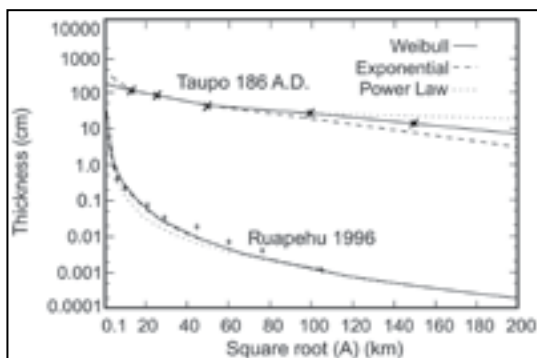


Fig.4 - Paragone fra i risultati del calcolo dei volumi effettuato con la legge di potenza, l'esponenziale ed i parametri di Weibull per le eruzioni del 186 A.D. al Taupo e del 1996 al Rauphehu. (modificata da Bonadonna e Costa, 2012).

Questo nuovo metodo è stato testato su depositi da caduta provenienti da eruzioni la cui VEI variava tra 1 e 6. I risultati del confronto fra il nuovo metodo e quelli usati precedentemente (metodo Power-law fig.4) sembrano essere comparabili entro i limiti dell'errore nella determinazione.

Questo nuovo metodo viene raccomandato dagli autori in quanto riproduce la naturale diminuzione di spessore con la distanza anche quando sono disponibili soltanto pochi dati, come ad esempio l'assenza di alcuni siti utili per la definizione della diffusione dei

prodotti piroclastici da caduta. Il metodo Power-law, che riproduce bene la variazione di spessore con la distanza, potrebbe, in modo significativo, sovrastimare i volumi se mancano nel rilevamento siti nelle zone prossimali ovvero distali. La fig. 4, in cui si confrontano i tre metodi, sembra suggerire che l'aspetto più importante per la determinazione dei volumi per i prodotti da caduta risieda nell'avere a disposizione un numero significativo di siti per effettuare valide determinazioni di spessori.

Gli autori, molto diligentemente, forniscono l'**Excel spreadsheet** ed il relativo **Read me** quale materiale supplementare della pubblicazione nel sito www.geosociety.org/pubs/ft2012.htm con l'auspicio che l'utilizzo di questo nuovo metodo migliori la sua affidabilità. Infine un altro metodo, per la stima della massa totale eruttata dal magma, è stato proposto attraverso l'utilizzo del rapporto tra **massa fenocristalli liberi - massa vetro** ricavato da alcune pomice di dimensioni > di 64 cm presenti nel deposito. Il limite di questa metodologia consiste nella non universale applicabilità.

Per la determinazione della **Massa** dei depositi da caduta e dell'**Altezza della Colonna Eruttiva** si possono usare le seguenti relazioni:

M rappresenta la massa eruttata ed risulta collegata al volume dalla relazione: $M = \rho V$.

Per definire **Z** (altezza massima della colonna eruttiva) è stata usata (Carey e Sigurdsson, 1986), la seguente formula:

$$\text{Log}_{10} M = (Z+60,5)/7,18$$

dove **M** è la massa eruttata.

Per la determinazione dell'**Altezza della Colonna Eruttiva** e della **Durata della fase di Colonna Sostenuta** si possono usare le seguenti relazioni: l'altezza della colonna eruttiva è collegata al tasso eruttivo **Q** dalla relazione:

$$Z = 1,37 Q^{1/4}$$

e sapendo che il tasso eruttivo è legato alla relazione $Q = \rho V/t$, è possibile ricavare il **tempo t**, cioè la durata della fase di colonna sostenuta attraverso la relazione $t = \rho V/Q$, dove ρ si pone pari a 2,5 kg/m³.

APPENDICE 3

Nelle figure 1 e 2 sono rappresentati lo schema e la strumentazione di letto fluido realizzata nei laboratori del Dipartimento di Ingegneria Chimica dell'Università di Napoli Federico II.

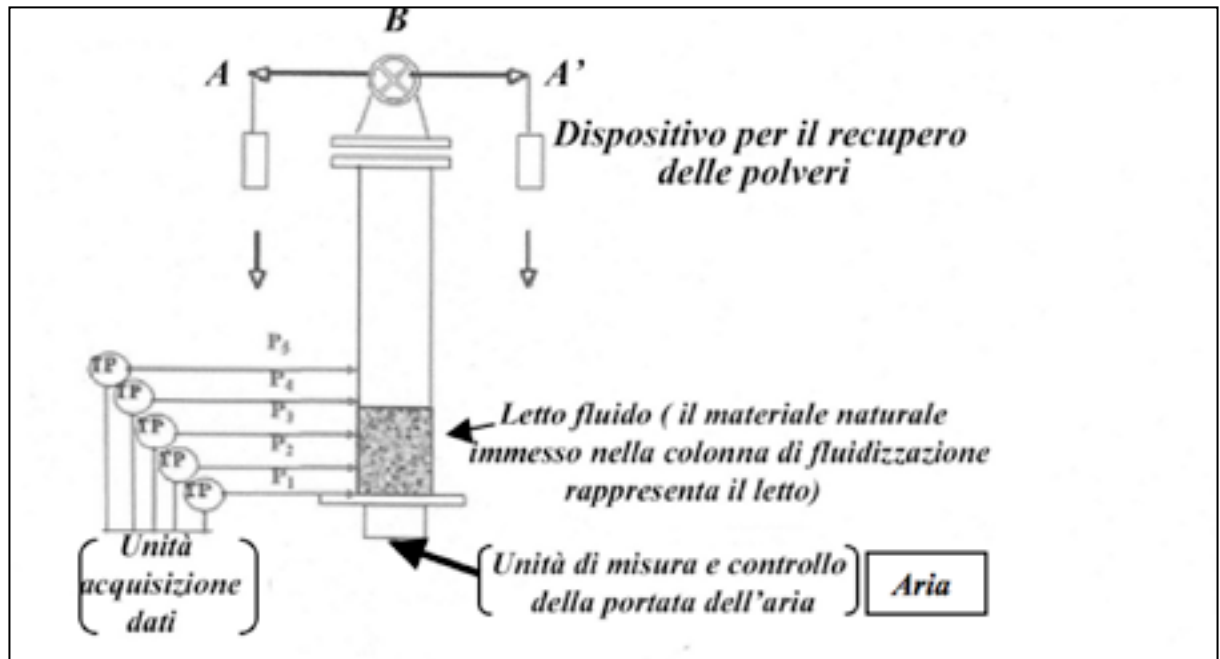


Fig.1 - Schema dell'apparato sperimentale.



Fig.2 - L'apparato sperimentale.

Prima di essere immesso nel cilindro (fig.2 - diametro base cilindro 12 cm) per le varie sperimentazioni il campione di piroclastico è stato lavato con acqua deionizzata, successivamente setacciato e caratterizzato sia dal punto di vista litologico che tramite un'analisi morfoscopica preliminare al S.E.M. (Tab1).

COMPONENTI		DENSITA'
Pomici		1 g/cm ³
Cristalli		3 g/cm ³
Litici lavici		2.5 g/cm ³
Litici carbonatici		1 g/cm ³

CAMPIONE	CLASSE PHI	DIMENSIONI
1	+ 0.5 Φ	840 (1000-680) μm
2	+ 1 Φ	590 (680-500) μm
3	+ 1.5 Φ	420 (500-340) μm
4	+ 2 Φ	300 (340-260) μm
5	+ 2.5 Φ	260 (260-160) μm

Tab.1 – Caratteristiche litologiche e granulometriche del campione naturale.

Nel corso delle **prove di fluidizzazione** sono stati registrati i seguenti dati: - 1) - **U** - **velocità del gas (aria tecnica)**, in funzione del tempo; - 2) - **U1** (**velocità di minima fluidizzazione**) velocità alla quale il gas di fluidizzazione vince la forza di gravità e sostiene completamente le particelle nel cilindro; - 3) - **U'1** - (**velocità di minimo bubbling**) velocità alla quale la fase gassosa forma bolle; - 4) - **U2** - (**velocità di completa fluidizzazione**) la velocità del gas alla quale tutte le particelle sono fluidizzate; 5) - **V** - (**Variazione di quota del letto**) al variare della velocità del gas.

Nella Fase sperimentale iniziale la velocità superficiale dell'aria U, partendo da condizione di letto fisso, viene progressivamente aumentata alla condizione di letto vigorosamente bollente; raggiunta questa condizione la velocità dell'aria è stata diminuita fino a raggiungere nuovamente la condizione di letto fisso (figg.3,4).

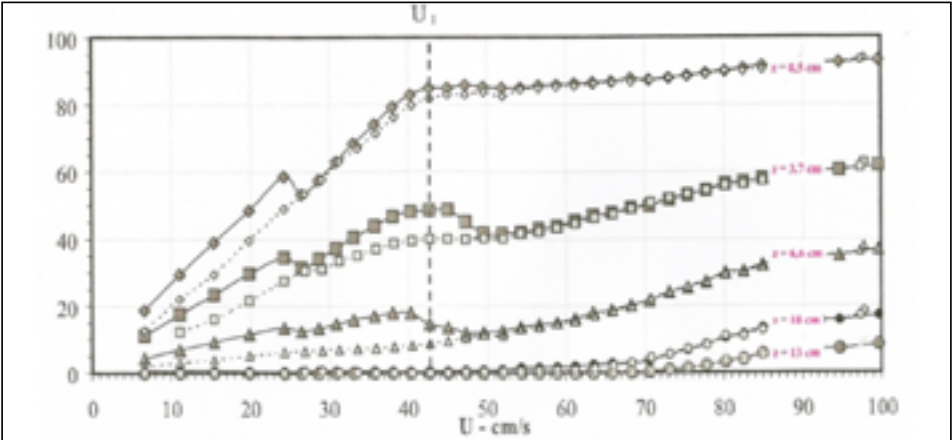


Fig.3 – Nella Fase Sperimentale la velocità superficiale dell'aria U in cm/s è tale da far sì che si parta da condizioni di un letto fisso per aumentare gradualmente fino a quelle di letto bollente.



Fig.4 – Illustrazione grafica delle condizioni che si realizzano nel cilindro di fig.2.

Le Prove di fluidizzazione sul campione di piroclastico hanno registrato le seguenti condizioni (fig. 5):

- in condizioni di $U < U_1$ la pressione del gas aumenta in modo lineare e quando i due parametri in valore sono uguali ($U = U_1$) si realizzano le condizioni nelle quali la pressione del gas raggiunge, per unità di sezione, il valore corrispondente al peso del letto determinando **le condizioni di minima fluidizzazione**; in siffatte condizioni di $U = U_1$ il gradiente di pressione diminuisce (quarta e terza presa di pressione nell'apparato della fig.1) e si registra la **segregazione di materiali a minore densità**;
- in condizioni di $U < U'_1$ il gradiente di pressione in corrispondenza della terza e quarta presa di pressione diminuisce, mentre lo stesso aumenta in corrispondenza della seconda e prima presa di pressione; in queste condizioni si registra la **segregazione di materiali a maggiore densità**;

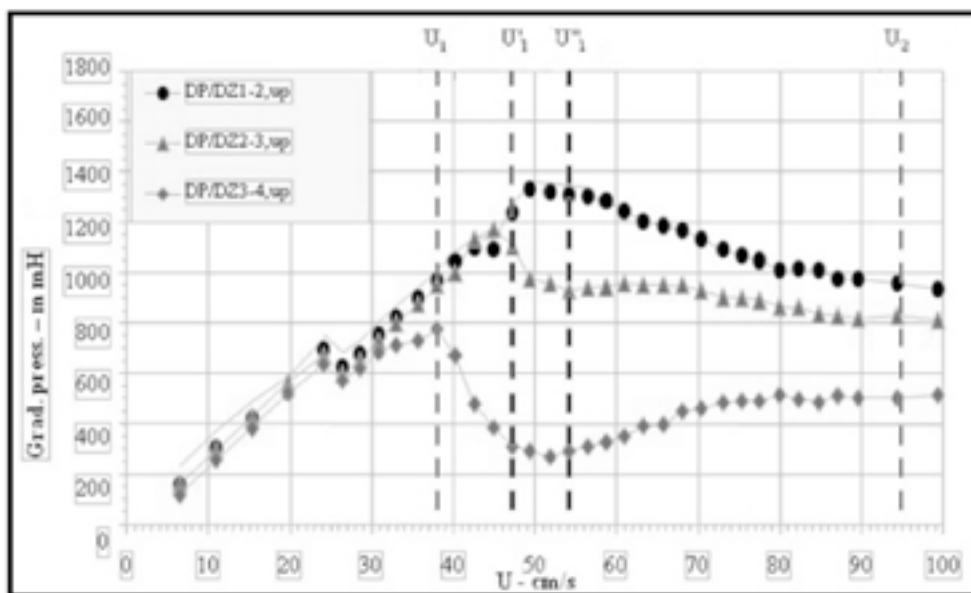
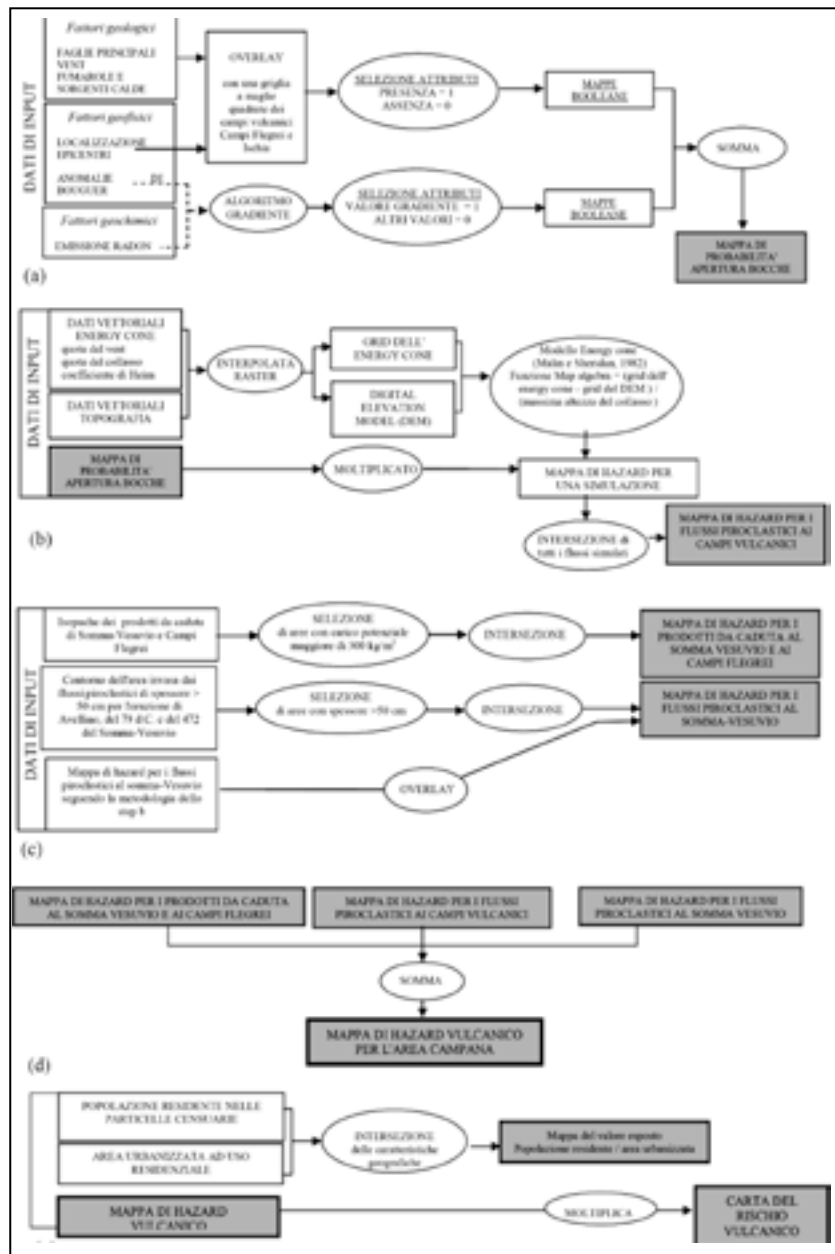


Fig.5 – Con velocità uguali ($U = U_1$) la pressione del gas raggiunge, per unità di sezione, il valore corrispondente al peso del letto realizzando le condizioni di minima fluidizzazione.

APPENDICE 4

Per definire il percorso utile per la realizzazione di mappe di **Pericolosità** e **Rischio Vulcanico** della regione Campania sono state considerate le tre aree di vulcanismo attivo (Somma-Vesuvio, Campi Flegrei, isola d'Ischia), in quanto la loro storia vulcanologica, per un certo intervallo di tempo, si è svolta contemporaneamente. La seguente “**struttura ad albero**” è suddivisa in 5 input di dati (Lirer et al., 2010).

Per sempre meglio definire il valore del Rischio Vulcanico per l'area vulcanica



Struttura ad albero (da Lirer et al 2010):

a) procedura per valutare la probabilità di apertura di un "vent" nei Campi Flegrei ed Ischia; b) procedura per valutare la Pericolosità da "pyroclastic flow" nei Campi Flegrei ed Ischia; c) procedura per valutare le Pericolosità da "pyroclastic flow" al Somma-Vesuvio e da "fall" al Somma-Vesuvio e ai Campi Flegrei; d) procedura per definire la mappa di Pericolosità Vulcanica per la regione Campania; e) procedura per definire la mappa di Rischio Vulcanico per la regione Campania.

attiva nella regione Campania è stata realizzata una Mappa delle Classi di **Valore Esposto**. Il calcolo delle classi del Valore Esposto è stato proposto considerando il rapporto Popolazione residente/area urbanizzata comunale. Il valore più alto di Valore Esposto si è ottenuto per il comune di Portici (fig.1).

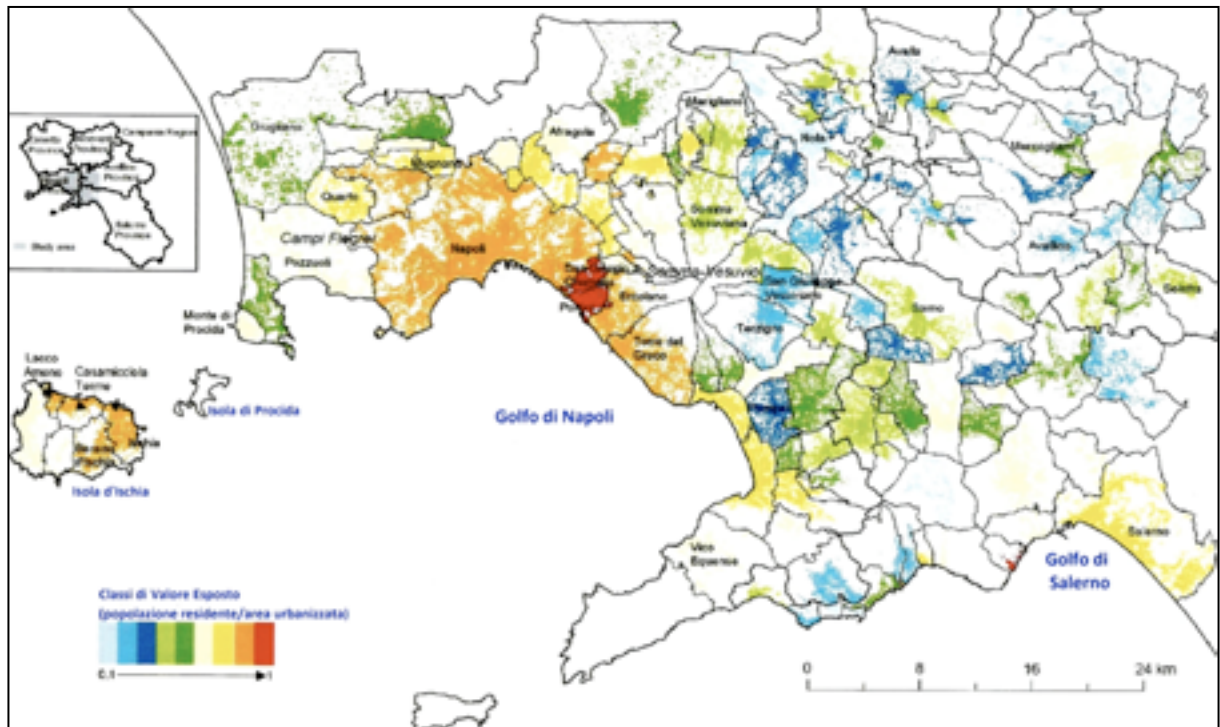


Fig.1 - Classi di Valore Esposto per le aree campane esposte a rischio vulcanico (modificata da Lirer et al. 2010)

BIBLIOGRAFIA

La bibliografia allagata al testo nasce dalla constatazione e considerazione che dal 1960 al 2015 la **Vulcanologia dell'Esplosivo** ha subito una forte ed intensa evoluzione culturale in conseguenza della produzione di contributi scientifici che non possono essere trascurati né tantomeno dimenticati.

I contributi scientifici di questo periodo sono legati essenzialmente ai nomi di **S. Aramaki, S.N. Carey, R.V. Fisher, I. Murai, H.U. Schmincke, S. Self, M. F. Sheridan, R. L. Smith, H. Sigurdsson, R.S.J. Sparks, S. Thorarinsson, G.P.L Walker, C.J.N Wilson, L. Wilson, J.V. Wright** e di tanti altri che hanno consentito che si passasse, nella descrizione del fenomeno esplosivo, dall'aspetto qualitativo a quello semiquantitativo, conoscenza questa che, nel campo delle dinamiche eruttive, è stato di notevole interesse fino ad essere fondamentale per la definizione dei concetti di Pericolosità e conseguente Rischio vulcanico.

Nel testo la bibliografia prodotta in questi cinquant'anni ed oltre è stata suddivisa in: argomenti così differenziati: **Produzione Libraria; Vulcanologia dell'Esplosivo** da alcune aree di vulcanismo recente e/o attivo; **Eruzioni vulcaniche esplosive:** depositi da **Caduta; Pyroclastic Density Currents** suddivisi in depositi: da Corrente piroclastica densa (già facies da pyroclastic flow deposit) e da Corrente piroclastica diluita (già facies da pyroclastic surge deposit); **Eventi Lahar; Tefrostratigrafia e Ash Marker; Pericolosità e Vulnerabilità vulcanica** ed il **Rischio associato; Vulcanologia Sperimentale.**

La Bibliografia, tranne quella riportata per aree di vulcanismo recente e/o attivo, è presentata in ordine temporale al fine di far comprendere al lettore il percorso culturale della Vulcanologia dell'Esplosivo come viene riportato nei contributi scientifici dei vari autori.

Questa bibliografia temporale mette in evidenza anche il contributo culturale al Vulcanismo Esplosivo da parte di alcune "Scuole" come quella Islandese, Anglosassone, Giapponese, Statunitense e più recentemente anche da quella Italiana.

Di questi argomenti sul Vulcanismo Esplosivo non si ha la presunzione che tutta la letteratura riportata sia esaustiva (forse qualche Autore/contributo manca e di ciò faccio ammenda), ma sicuramente rappresenta, come minimo, il 70% delle conoscenze utili per la definizione e la comprensione dell'evoluzione del Vulcanismo Esplosivo.

in ordine temporale

alcuni LIBRI PER CONOSCERE I VULCANI

- Rittmann A. 1967. I vulcani e la loro attività. Cappelli editore, Rocca S. Casciano.
 Thorarinsson S. 1967. Surtsey: The new island in the North Atlantic. New York: The Viking Press.
 UNESCO (1971). The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity, UNESCO, Paris. 166 pp.
 Heiken G.H. 1974. An Atlas of volcanic ash. Smithsonian Contr. Earth Sci., no 12.
 Doumas C.(ed.) 1978. Thera and Aegean World. Vol. I. London: Thera and Aegean World.
 Williams H., and A.R. McBirney, 1979. Volcanology. Freeman, Cooper & Co., S. Francisco.
 Doumas C.(ed.) 1980. Thera and Aegean World. Vol. II. London: Thera and Aegean World.
 Self S. and R.S.J. Sparks (eds.) 1981. Tephra Studies. Nato Advanced Study Institutes Series. Dordrecht, D. Reidel, Holland.

- Allen, J.R.L. 1982. Developments in sedimentology. Vols. 30A&B: Sedimentary structures. Their character and physical basis. Amsterdam. Elsevier.
- Sheridan M.F., and F. Barberi. 1983. Explosive Volcanism. Elsevier, Amsterdam.
- Blong R.J. 1984. Volcanic hazard. A Sourcebook on the effects of eruptions. Academic Press Australia, Sydney.
- Boyd, F.R. (ed.) 1984. "Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazard", National Academic Press, Washington, DC.
- Fisher R.V., and H.U. Schmincke 1984. Pyroclastic rocks. Berlin: Springer-Verlag.
- Decker R., and B. Decker 1984. I Vulcani. Zanichelli, Bologna.
- Heiken G., and K. H. Wohletz 1985. Volcanic Ash. University of California Press, Berkeley, CA.
- Kraft M. 1985. Volcans et Eruptions. Hachette, Paris. ISBN 2.01.011510.4
- Cas R.A.F., and J.V. Wright 1987. Volcanic Successions – Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions. p.528, London.
- Cortini M. & R. Scandone 1987. Un'introduzione alla vulcanologia. Liguori, Napoli, pp.1-212.
- Ollier C. 1990. Vulcani, attività, geografia, morfologia. Zanichelli, Bologna.
- Wohletz K.H., and G. Heiken 1991. Volcanology and Geothermal Energy. University Press, Berkeley.
- Chester D. 1993. Volcanoes and Society. Routledge, Chapman and Hall, New York.
- AA.VV. 1994. Volcanoes of the world. Smithsonian Institution. Geoscience Press Inc., Tucson Arizona.
- Pesce A., and G. Rolandi. 1994. Vesuvio 1944 l'ultima eruzione. Collana Scafati e il Sarno nella storia e nelle immagini. Industria grafica di Scafati.
- Scarpa R., and R.I. Tilling (eds.) 1996. Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazard. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.
- Sparks R.S.J., M.L. Carey, S. Carey, J.S. Gilbert, L.S. Glaze, H. Sigurdsson and A.W. Woods 1997. Volcanic Plumes. Wiley & Sons, Chichester, England.
- Freundt A., and M. Rosi 1998. From Magma to Tephra; Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions. Elsevier, Amsterdam.
- Rosi M., P. Papale, L. Lupi and M. Stoppato 1999. Tutto Vulcani. Mondadori. ISBN 88-04-45157-2.
- Newhall C.G., and Punongbayan, R.S. (eds.). Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo. Philippines. University of Washington Press, Washington (1120pp.).
- Sigurdsson H. (ed. chief) 2000. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, Printed in the United States of America.
- Lirer L., M.C. Chiroasca, R. Munno, P. Petrosino, and M. Grimaldi 2005. Il Vesuvio ieri, Oggi, Domani. Versione multimediale su CR-Rom. Ass. Urbanistica. Reg. Campania 160 pp. Napoli.
- Lirer L., P. Petrosino R. Munno, and M. Grimaldi 2008. Vesuvius through Science and History. pp.1-242. Electa Mondadori, ISBN: 978-88-510-0583-2
- Parfitt L. and L. Wilson 2008. Fundamentals of Physical Volcanology Wiley-Blackwell, 1-252
- França Z., V.H. Forjaz, R.I. Tilling, D. Windom, and M. Lago, 2014. (ed. França, and Forjaz). Volcanic History of Pico and Faial Islands, Azores, an overview. Secretaria Regional da Ciencia e Tecnologia. ISBN: 978-989-8164-08-7.

ed altri LIBRI CHE PARLANO DI VULCANI

- Odin G.S. 1982. Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley, New York, NY, 160 pp.
- Luongo G., E. Cubellis, and F. Obrizio 1987. Ischia, storia di un'isola vulcanica. Liguori. Napoli. ISBN 88-207-1396-9.
- Garbarino C., L. Lirer, L. Maccioni, and I. Salvadori, 1990. Isola di San Pietro. Carloforte. Cenni di Geologia e Vulcanologia. Cagliari. ISBN 88-734-3212-1.
- Gasparini P., and S. Musella 1991. Un Viaggio al Vesuvio. Il Vesuvio visto attraverso diari, lettere e resoconti di viaggiatori. Liguori. Napoli pp. 307
- Giacomelli L., and R. Scandone 1992. Campi Flegrei - Campania Felix. Liguori Ed. Napoli, ISBN 88-207-2088-4.

- Giacomelli L., and R. Scandone 2001. Vesuvio –Pompei - Ercolano. Eruzioni e escursioni. BE-MA Ed. ISBN 88-7143-228-2.
- Nazzaro A. 2001. Il Vesuvio. Storia eruttiva e teorie vulcanologiche. Liguori ed. Napoli. pp.1-380
- Rossi. P. L. (ed.) 2009. Geological constraints on the onset and evolution of an extreme environment: The Atacama Area, northern Chile. GeoActa Special Publication, pp.153 With geological map. University of Bologna. ISSN 1721-8039.
- Nazzaro A. 2009. Il rischio Vesuvio – Storia e geodiversità di un volcano. Guida ed. Napoli. pp. 170.
- Cubellis E., and A. Marturano 2010. Testimonianze ricordi e descrizioni dell'ultima eruzione del Vesuvio del marzo 1994.42-214. I.N.G.V. Sezione Oss. Vesuviano. Napoli.
- Rossi P. L. 2011. Vulcani e dintorni dell'io. Bacchilega ed., Imola ISBN 978 -88-96328 -28 -6.
- Pignatelli Mangoni A., and V. Cabianca. 2012. Viaggio tra i Vulcani d'Italia e di Francia tra illuminismo e romanticismo. Distribuzione Art,m. Officine Grafiche di Francesco Giannini e figli s.p.a. Napoli.

ed alcuni ROMANZI CHE PARLANO DI VULCANI

- Camilleri A. 1980. Un filo di fumo. Garzanti
- Sontag S. 1995. L'amante del volcano. Mondadori. Edizione CDE - Milano
- Harris R. 2003. Pompei 79 d.C. venti ore alla catastrofe. Mondadori, ISBN 88-04-49650-9.
- Winchester S. 2004. KRAKATOA- Biografia del volcano che ha cambiato la storia. Longanesi & C. ISBN 88-304-2101-4.

Vulcanismo Esplosivo da aree recenti e/o attive.

Andronico D., S. Scollo, S. Caruso, and A. Cristaldi (2008). The 2002–03 Etna explosive activity: tephra dispersal and features of the deposits. *J. Geophys. Res.* 10.1029/2007JB005126

Aramaki, S. 1963. Geology of Asama volcano. *Fac.Sci.Univ.Tokyo F.2*, 229-443.

Aramaki, S. and T. Ui. 1966. The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera depressions in Southern Kyusyu, Japan. *Bull.Volcanol.*, 29, 29-47.

Bacon C.R. 1983. Eruptive history of Mount Manzama and Crater Lake caldera, Cascade Range, U.S.A. in *Arc Volcanism*, S.Aramaki and I.Kuschiro (eds), *J.Volcanol. Geotherm.Res.* 18, 57-115.

Bailey R.A., G.B. Dalrymple and M.A. Lanphere. 1976. Volcanism, structure and geochronology of Long Valley caldera, Mono Count, California. *J. Geophys.Res.* 81, 725-44.

Bellucci F., M. Grimaldi, L. Lirer and A. Rapolla. 1997. Structure and geological evolution of the island of Ponza, Italy: inferences from geological and gravimetric data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 79, 87-96.

Bellucci F., L. Lirer and R. Munno. 1999. Geology of Ponza, Ventotene and S. Stefano islands. *Acta Vulcanologica*, 11, 197-222.

Bellucci F., L. Lirer and G. Rolandi. 1999. Geological map of Ponza, Ventotene and S. Stefano islands (Scale 1:15.000). Università di Napoli Federico II e GNV (CNR).

Bond A. and R.S.J. Sparks. 1976. The Minoian eruption of Sntorini, Grece. *J. Geol. Soc. Lond.* 132, 1-16.

Boni M., L. Del Vecchio and L.Lirer. 1990. Considerazioni sul vulcanismo esplosivo miocenico della Sardegna S-W. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 989-1000.

Booth B., R. Croasdale, and G.P.L. Walker. 1978. A quantitative study of five thousand years of volcanism on Sao Miguel, Azore. *Phil.Trans. R. Soc.Lond. (A)* 288, 271-319.

Brazier S.A., A.N. Davis, H. Sigurdsson, and R.S.J. Sparks. 1982. Fall-out and deposition of volcanic ash during the 1979 explosive eruption of the Soufriere of St.Vincent. *J. Volcanol. Geotherm .Res.* 14, 335-59.

Capaldi G., I. Guerra, A. Lo Bascio, G. Luongo, R. Pece, A. Rapolla, R. Scarpa, E. Del Pezzo, M. Martini, M.R. Ghiara, L. Lirer, R. Munno and L. La Volpe. 1978. Stromboli and its 1975 eruption. *Bull. Volcanol.*, 41-3, 259-285.

Chesner C. A., W.I. Rose, A. Deino, R. Drake, and J.A. Westgate. 1991. Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology* 19, 200-203.

Carey S.N., and H.Sigurdsson 1978. Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufriere on St.Vincent 1902: ash turbidites and air fall. *Gology* 6, 271-4.

Carey S.N., and H.Sigurdsson 1982. Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St.Helens volcano. *J.Geophys. Res.* 87,7061-72.

Cassignol C., and P.Y.Gillot 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental geound work and application. In G.S. Odin (ed.) *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, New York, NY, 160 pp.

Cioni R., L. Civetta, P. Marianelli, R. Santacroce, and A. Sbrana 1995. Compositional layering and syneruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: The A.D. 79 plinian eruption of Vesuvio. *J.Petrol.*36, 739-776.

Cioni R, A. Bertagnini, R. Santacroce, and D. Andronico. (2008). Explosive activity and Eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): towards a new classification scheme. *J.Volcanol.Geotherm. Res.* 178(3):331–346.

Cioni, R., A. Bertagnini, D. Andronico, P.D. Cole, and F. Mundula. 2011. The 512 AD eruption of Vesuvius: Complex dynamics of a small scale subplinian event: *Bull. Volcanol.* 73, p. 789–810, doi:10.1007/s00445-011-0454-3

Civetta L., G.Orsi, L.Pappalardo, R.V. Fisher, G.H. Heiken, and M.Ort. 1997. Geochemical zoning, mixing, eruptive dynamics and depositional processes – the Campanian ignimbrite, Campi Flegrei, Italy. *J.Vulcanol. Geotherm. Res.* 75, 183-219.

Cole J.W. 1979. Structure, petrology and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo volcanic zone, New Zealand – a review. *N.Z.J.Geol.Geophys.* 22, 631-57.

Costantini L, C. Bonadonna, B.F.Houghton, and H. Wehrmann. 2009. New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bull. Volcanol.*71(3):337–355.

Curtis G.H.1968. The stratigrafy of the ejecta from the 1912 eruptionof Mount. Katmai and Novarupta, Alaska. In Coats R.R., R.L. Hay, and C.A. Anderson (eds). 1968. *Studies in volcanology* (Howell Williams Volume). *Geol.Soc. Am. Meeth.*, no 116.

Davis D.K., R.K. Vessel, R.C. Miles, M.G. Foley, and S.D. Bonis. 1978. Fluvial transport and downstream sediment modification in an active volcanic region. In Miall A.D.(ed.) 1978. *Fluvial sedimentology*, *Can.Soc.Petrol.Geol.Mem.*, no 5.

de Vita S, G. Orsi, L. Civetta, A. Carandente, M. D'Antonio, A. Deino, T. di Cesare, M.A. DiVito, R.V. Fisher, R. Isaia, E. Marotta, A. Necco, M. Ort, L. Pappalardo, M. Piochi, and J. Southon. 1999. The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy). *J Volcanol. Geotherm. Res.* 91(2-4),269-301

Di Girolamo P., M.R. Ghiara, L. Lirer, R. Munno, G. Rolandi, and D. Stanzione. 1984. *Vulcanologia e Petrologia dei Campi Flegrei*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103-2, 349-413.

Di Filippo G., L. Lirer., S. Maraffi, and M. Capuano 1991. L'eruzione di Astroni nell'attività recente dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 309-331.

Di Muro A, M. Rosi, E. Aguilera, R. Barbieri, G. Massa, F. Mundula F, and F. Pieri. 2008. Transport and sedimentation dynamics of transitional explosive eruption columns: the example of the 800 BP Quilotoa Plinian eruption (Ecuador). *J.Volcanol.Geotherm. Res.*174:307-324.

Di Vito M.A., L. Lirer, G. Mastrolorenzo, and G. Rolandi. 1987. The 1538 Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy). *Bull. Volcanol.*, 49, 608-615.

Di Vito M.A., I. Arienzo, G. Braia, L. Civetta, M. D'Antonio, V. Di Renzo, and G.Orsi. (2011). The Averno 2 fissure eruption: a recent small-size explosive event at the CampiFlegrei Caldera(Italy). *Bull.Volcanol* 73(3):295-320.

Duffield W.A., E.K. Gibson, and G.H. Heiken. 1977. Some characteristic of Pele's hair. *J.Res.U.S. Geol.Surv.* 5, 93-101.

Fierstein J., and W. Hildreth. 1992. The plinian eruption of 1992 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bull. Volcanol.* 54, 646-684.

Fisher R.V. and G. Heiken. 1982. Mt Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges.*J.Volcanol.Geotherm.Res.*,13, 339-71.

Fisher R.V., A.L.Smith and M.J. Roobol. 1980. Destruction of St.Pierre, Martinique by ash-cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology* 8,472-6.

Francis P.W., M. J. Roobol, G.P.L. Walker, P.R. Cobold, and M.P. Coward. 1974. The San Pedro and San Pablo Volcanoes of North Chile and their hot avalance deposits. *Geol.Rundsch.* 63,357-88.

Freudt A. and H.-U. Schmincke. 1985. Hierarchy of facies of pyroclastic flow deposits generated by Laacher See-tipe eruptions. *Geology*, 13, 278-81.

Froggart P.C., C.J.N. Wilson, and G.P.L. Walker. 1981. Orientation of logs in the Taupo Ignimbrite as indicator of flow direction and vent position.*Geology*, 9,109-11.

Heiken G.H. 1971. Tuff rings:example from Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south central Oregon. *J. Geophys. Res.* 76,5615-26.

Heiken G.H. 1978. Characteristics of tephra from Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park, California. *Bull.Volcanol.* 41, 119-30.

Hoblitt R.P., C.D. Miller and J.W. Vallance. 1981. Origin and stratigraphy of deposit produced by the 18 May directed blast. In Lipman & Mullineaux (1981), 401-19.

Houghton B.F. and W.R. Hackett. 1984. Stroboliian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Raupehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. *J Volcanol. Geotherm. Res.*21, 207-31.

Ghiara M.R. and L. Lirer. 1976-77. Mineralogy and Geochemistry of the "Low Potassium" Series of the Roccamonfina Volcanic Suite (Campania, South Italy). *Bull. Volcanol.*, 40-1.

Kent D.V., D. Ninkovich, T.S. Pescatore, and R.S.J. Sparks. 1981. Paleomagnetic determination of emplacement temperature of Vesuvius A.D. 79 pyroclastic deposits. *Nature* 290, 393-6.

Kienle J and G.E. Shaw, 1979. Plume dynamics, thermal Energy and long distance transport of vulcanian eruption clouds from Augustine volcano, Alaska. *J.Volcanol. Geotherm.Res.*6,139-64.

Lacroix, A. 1904. La Montagne Pelée et seu éruption. Paris: Masson.

Lipman P.W. and D.R. Mullineaux (eds)1981. The 1980 eruption of Mount St.Helens, Washington. *U.S. Geol.Surv. Prof. Pap.* no. 1250.

Lipman P.W., S. Self and G.Heiken (eds) 1984. Calderas and associated igneous rocks. *J. Geophys.Res.* 89 B 10, 8219-342.

Lirer L. and T.S. Pescatore. 1968. Studio sedimentologico delle piroclastiti del Somma-Vesuvio. *Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. Napoli*, V. VII,

Lirer L., T.S. Pescatore , B. Booth, and G.P.L.Walker. 1973. Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. *Bull. Geol. Soc. Am.* 84, 759-72.

Lirer L., G. Luongo, and R. Scandone. 1987. On the volcanological evolution of Campi Flegrei. *Eos*, 68, 226-324.

Lirer L., G. Mastrolorenzo, and G. Rolandi. 1987. Un evento pliniano nell'attività recente dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, 461-473.

Lirer L., M.A. Di Vito., L. Giacomelli, R. Scandone, and A. Vinci, 1990. Contributo delle analisi granulometriche alla ricostruzione della dinamica dell'eruzione di Averno (Campi Flegrei). *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 583-597.

Lirer L., G. Rolandi, and M. Rubin. 1991. ^{14}C age of the "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 223- 227.

Lirer L., R. Munno, P. Petrosino, and A. Vinci 1993. Tephrostratigraphy of the A.D. 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio (Italy). *J. Volcanol. Geoth. Research*, 58, 133-149.

Lirer L., P. Petrosino, I. Alberico, and V. Armiero 2011. Cartografia. In Lirer L. (ed.), *I Campi Flegrei: storia di un campo vulcanico*. Quaderni Accademia Pontaniana, Napoli, 10-104

Lirer L., P. Petrosino, I. Alberico, and V. Armiero 2011. Inquadramento geologico dei Campi Flegrei. In Lirer L. (ed.), *I Campi Flegrei: storia di un campo vulcanico*. Quaderni dell'Accademia Pontaniana, Napoli, 3-9.

Lucibello E., G. Perrella, P. Petrosino, M. Fraldi, L. Lirer, and L. Nunziante 2007. La distruzione di Oplontis: relazione tra le fasi dell'eruzione del 79 d.C. e i danni rilevati nella villa di Poppea. *Quaderni di Studi Pompeiani*, I-2007, 187-200 Ed. Sicignano, ISSN 1972-3148

Minakami, T., 1942. On the Distribution of volcanic ejecta. Part II. The distribution of Mt. Asama pumice in 1783. *Bull. Earthqu. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 20, 93-106.

Moore J.G., and T.W. Sisson, 1981. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. In Lipman and Mullineaux (1981), 421-38.

Nairn I.A., and S. Self. 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3, 39-60.

Newhall C.G., and D. Dzurisin. 1988. Historical unrest at Large Calderas of the World. *U.S. Geological Survey Bull.* no 1855.

Ort M.H., M. Rosi, and C.D. Anderson. 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 167-178.

Orsi G., S. De Vita, and M.A. Di Vito. 1996. The restless resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constrain on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 179-214.

Palladino D.M., and G.A.Valentine. 1995. Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini, central Italy): Origin and implications for flow dynamics. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*,69:343–364. doi:10.1016/0377-0273(95)00036-4.

Papale P, and M.Rosi. 1993. A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. *Bull Volcanol* 55:523–535

Petrosino P., G. Rolandi, and L. Lirer. 2009. Somma-Vesuvio: present features and aspects of past activity. *Acta Naturalia, Ateneo Parmense*, 44, 1- 23.

Pichler H., and W.L. Friedrich. 1980. Mechanism of the Minoian eruption of Santorini. In Dumas (1980), 15-30.

Rampino M.R., S. Self, and R.W. Fairbridge. 1979. Rapid climatic change cause volcanic eruptions? *Science* 206,826-9.

Rittmann A.1950. Sintesi geologica dei Campi Flegrei. *Boll.Soc. Geol. Ital.* 69, 117-177.

Rolandi G., F. Bellucci, M.T. Heizler, H.E. Belkin, and B. De Vito. 2003. Tectonic control on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Min. and Petrol.* 79, 3-31.

Rolandi G., S. Maraffi., P. Petrosino, and L. Lirer. 1993. The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y b.p.): a magmatic alternating fall and flow forming eruption. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 58, 43-65.

Roobol M.J., A.L. Smith, and J.V. Wright, 1985. Dispersal and characteristics of pyroclastic Fall deposits from Mt. Misery volcano, West Indies.*Geol. Rundsch.*74,321-335.

Rose W.I. Jr., S. Bonis, R.E. Stoiber, M. Keller, and T. Bickford. 1973 – Studies of volcanic ash from two recent Central America eruptions. *Bull.Volcanol.*, 37, 338-364.

Rosi M., A. Sbrana, and C. Principe. 1983. The Phlegrean Fields: Structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. *J.Volcanl.Geotherm.Res.* 17, 273-88.

Rosi M., and A. Sbrana (Eds.). 1987. PHLEGREAN FIELDS. C.N.R. Monografia del P.F.G.Vol.9, Roma.

Rosi M., L. Vezzoli, P. Aleotti, and M. De Censi. 1996. Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy. *Bull. Volcanol.*, 57, 541-554.

Rosi M, M.L. Paladio-Melosantos, A. Di Muro, R. Leoni, and T. Bacolcol. 2001. Fall vs flow activity during the 1991 climactic eruption of Pinatubo volcano (Philippines). *Bull.*

Volcanol. 62:549–566.

Rosi M, A. Bertagnini, A.J.L. Harris, L. Pioli, M. Pistolesi, and M. Ripepe. 2006. A case history of paroxysmal explosion at Stromboli: timing and dynamics of the April 5, 2003 event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243(3–4):594–606.

Rosi M, M. Pistolesi, A. Bertagnini, P. Landi, M. Pompilio, and A. Di Roberto. 2013. Stromboli Volcano, Aeolian Islands (Italy): present eruptive activity and hazard. In: Lucchi F., A. Peccerillo, J. Keller, C.A. Tranne, and P.L. Rossi (eds). *Geology of the Aeolian Islands (Italy)*. Geological Society of London, Memoirs.

Santacroce R. (Ed) 1987. *SOMMA-VESUVIO C.N.R. Monografia del P.F.G. Vol.8*, Roma.

Scandone R. 1979. Effusion rate and energy balance of Paricutin eruption (1943-1952), Michoacan, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 49-59.

Scandone R., F. Bellucci, L. Lirer, and G. Rolandi. 1991. The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 1-31.

Schmincke H.U. 1977. Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Ostfeld. *Gol. Jahrb.(A)* 39, 3-45.

Schmincke H.U. 1977. Eifel-Vulkanismus östlich des Gebiets Rieden-Mayen. *Fortschr. Miner.* 55, 1-31.

Schmincke, H.U., and D.A. Swanson. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *J. Geol.* 75, 641-64.

Scollo S, P. Del Carlo, and M. Coltelli. 2007. Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: analysis of the deposit and plume dispersion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160(1–2):147–164.

Self S. 1974. Explosive activity of Ngauruhoe, 27-30 march. 1974. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 18, 189-95.

Self S., R.S.J. Sparks, B. Booth, and G.P.L. Walker. 1974. The Heimay strombolian scoria deposit, Iceland. *Geol. Mag* 111, 539-548..

Self S. 1976. The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol Soc. Lond.* 132, 645-66.

Self S. 1983. Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 17, 433-69.

Self S., and M.R. Rampino 1981. The 1883 eruption of Krakatau. *Nature* 294, 699-704.

Self S., and J.V. Wright 1983. Large wave-forms from the Fish Canyon Tuff, Colorado. *Geology* 11, 443-6.

Self S., M.R. Rampino, M.S. Newton, and J.A. Wolff. 1984. Volcnological study of the great Tambora eruption of 1815, *Geology* 12, 659-63.

Shepherd J.B., and H.Sigurðsson. 1982. Mechanism of the 1979 explosive eruption of Soufriere volcano, St Vincent. *J.Volcanol. Geotherm.Res.* 13, 119-30.

Sheridan M.F., and J.R. Marshall. 1983. Interpretation of pyroclast surface features using SEM images.*J.Volcanol.Geotherm.Res.* 16, 153-9.

Sheridan M.F., F. Barberi, M. Rosi, and R. Santacroce. 1981. A model for plinian eruptions of Vesuvius. *Nature* 289, 282-5.

Sigurðsson H. 1972. Partly welded pyroclastic flow deposits in Dominica, Lesser Antille. *Bull. Volcanol.* 36, 148-63.

Sigurðsson H 1981- 1982. Tephra from the 1979 Soufriere explosive eruption. *Science* 216, 1106-8.

Smith, R.L., and R.A.Bailey.1966. The Bandelier Tuff: A study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers, *Bull. Volcanol.* 20, 83-104.

Sparks R.S.J., L. Wilson, and H. Sigurðsson. 1981. The pyroclastic deposits of the 1875 eruption of Askia, Iceland. *Phil. Trans.R.Soc.Lond.(A)* 299,241-73.

Sulpizio R, R. De Rosa, and P. Donato. 2008. The influence of variable topography on the depositional behaviour of pyroclastic density currents: the examples of the Upper Pollena eruption (Salina Island, southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 175:367-385.

Sulpizio R, R. Cioni, M.A.Di Vito, D. Mele, R. Bonasia, and P. Dellino. 2010. The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP) part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-009-0339-x

Sulpizio R, R. Bonasia, P. Dellino, D. Mele, M.A. Di Vito, and L. La Volpe. 2010. The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.0 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. *Bull. Volcanol.* 72:559-577.

Thorarinsson S. 1954. The eruption of Hekla 1947-1948. II, 3. The tephra-fall from Hekla on March 29th, 1947, Wisindafelag Islendinga. Reykjavik: Leiftur.

Thorarinsson S., T. Einarsson, G.E. Sigvaldasson, and G. Ellison. 1964. The submarine eruption of the Vestmann Islands. *Bull. Volcanol.* 27, 435-45.

Thorarinsson S., 1967. The eruption of Hekla 1947-1948: The eruptions of Hekla in historical times. A Tephrocronological study. Visindafelag Islendinga, Reykjavik, pp.1-183.

Thorarinsson S. 1969. The Lakagigar eruption of 1783. *Bul. Volcanol.* 33, 910-27.

Thorarinsson s., and G.E. Sigvaldason. 1972. – The Hekla Eruption of 1970 .*Bull.Volcanol.*, 36,269-288.

Thorarinsson S., S. Steinthorsson, T. Einarsson, H. Kristmansdottir, and N. Oskarsson 1973. The eruption of Heimaey, Iceland. *Nature* 241,372-75.

Waitt R.B. 1981. Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of May 18 – stratigraphy and sedimentology of deposits. In Lipman & Mullineaux (1981), 439-58.

White J.D.L. 1991. Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bull.Volcanol.* 53,239-258.

Walker G.P.L., and R. Croasdale. 1971. Two Plinian type eruptions in the Azores. *J.Geol.Soc.Lond.*127, 17-55.

Walker G.P.L. 1980. The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J.Volcal.Geotherm.Res.* 8, 69-94.

Walker G.P.L., S. Self, and P.C. Froggatt. 1981. The ground layer of the Taupo Ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flows. *J.Volcanl.Geotherm.Res.* 10, 1-11.

Walker G.P.L., and L.A. McBroome. 1983. Mont St. Helens 1980 and Mount Pelée 1902 – flow or surge? *Geology* 11, 571-4.

Walker G.P.L., S. Self, and L. Wilson. 1984. Tarawera,1886, New Zealand – a basaltic plinian fissure eruption. *J. Volcanol.Geotherm.Res.* 21, 61-78.

Van Eaton AR, and C.J.N. Wilson. 2013. The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 250:129–154.

Williams, S.N., and S. Self. 1983. The October 1902 Plinian Eruption of Santa Matia volcano, Guatemala. *J.Volcanol,Geotherm Res.*16,33-56.

Volentik A.C.M., C. Bonadonna, C.B.Connor, L.J. Connor, and M. Rosi. 2010. Modeling tephra dispersal in absence of wind: insights from the climactic phase of the 2450 BP Plinian eruption of Pululagua volcano (Ecuador). *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 193(1-2):117–136.

Wohletz K, G. Orsi, and S. de Vita, 1995. Eruptive mechanisms of the Neapolitan yel-

low Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 67, 263-290.

Wright, J.V. 1980 – Stratigraphy and Geology of the welded air-fall Tuff of Pantelleria. Geol Rundsch, 69, 263-291.

Eruzioni vulcaniche esplosive: depositi da caduta

Katsui Y., 1959. On the Shikotsu pumice fall deposit. Bull.Volcanol.Soc.Jpn, 4, 33-48

Fisher R.V., 1964. Maximum size, median diameter, and sorting of tephra. J. Geophys. Res., 69, 341-355.

Kent D.V. 1966. The transport mechanism of catastrophic rock falls. J.Geol.74,79-83

Walker G.P.L., 1971. Grainsize characteristics of pyroclastic deposits. J.Geol. 79, 696-714.

Walker G.P.L., L. Wilson, and E.I.G. Howell. 1971. Explosive volcanic eruptions – I. The rate of fall of pyroclasts. Geophys.J.R.Astr.Soc. 22, 377-83.

Wilson L., 1972. Explosive volcanic eruption – II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. Geophys.J.R.Astr.Soc. 45,453-56.

Walker G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. Geol. Rundsch. 62, 431-46.

Self S., R.S.J. Sparks, B. Booth, and G.P.L. Walker. 1974. The 1973 Heimaey strombolian scoria deposit, Iceland. Geol. Mag. 111,539-48.

Suzuki T., Y. Katsui, and T. Nakamura. 1973. Size distribution of the Tarumai Ta-b pumice-fall deposit. Bull.Volcanol.Soc. Jap. 18, 47-64.

Wilson L., 1976. Explosive volcanic eruption – III. Plinian eruption columns. Geophys. J.R.Astr.Soc. 45, 543-56.

Balckburn E., L. Wilson, and R.S.J. Sparks. 1976. Mechanism and dynamics of strombolian activity, J. Geol. Soc. Lond. 132,429-40.

Wison L., R.S.J. Sparks, T.C. Huang, and N.D. Watkins. 1978. The control of eruption volcanic column heights by eruption energetic and dynamics. J.Geophys.Res. 83, 1829-1836.

Sparks R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis, J.Volcanol.Geotherm.Res. 3,1-37.

Duffield W.A., C.R. Bacon, and G.R. Roquemore. 1979. Origin of reverse-graded bedding in air-fall pumice, Coso Range, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 35-48.

Self S., L. Wilson, and I.A. Nairn 1979. Vulcanian eruption mechanisms. *Nature* 277, 440-3.

Wilson L., 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 297-313

Wilson L., R.S.J Sparks, and G.P.L. Walker. 1980. Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys J.R.Astr.Soc.* 63, 117-48.

Walker G.P.L., 1981. Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.* 44, 223-40.

Walker G.P.L., 1981. Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geothermal Res.* 11, 81-92.

Self S., M.R. Rampino, and J.J. Barbera. 1981. The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 11, 41-60.

Sparks R.S.J., and L. Wilson. 1982. Explosive volcanic eruptions – V. Observations of plume dynamics during the 1979 Soufriere eruption, St. Vincent. *Geophys. J.R.Astr. Soc.* 69, 551-70.

Newhall C.G., and S. Self. 1982. The volcanic explosive index (VEI). An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87, 1231-1238.

Carey S.N., and H. Sigurdsson 1986. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico (2): Observations and numerical modeling of tephra-fall distribution. *Bull. Volcanol* 48, 127-141.

Carey S.N., and R.S.J. Sparks. 1986. Quantitative models of the fall-out and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* 48, 109-125.

Sparks R.S.J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* 48, 3-15.

Woods A.W., 1988. The dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.* 50 169-191.

Carey S.N., and H. Sigurdsson 1989. The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.* 51, 28-40.

Pyle D.M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 51, 1-15.

Lirer L., and A. Vinci 1990. Grain size distributions of pyroclastic deposits. *Sedimentology*, 38, 1075-1083.

Bursik M.I., R.S.J. Sparks, J.S. Gilbert, and S.N. Carey. 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes: Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull. Volcanol.* 54, 329-344.

Sparks, R.S.J., M.I. Bursik, G.J. Ablay, R.M.E. Thomas, and S.N. Carey. 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes. 2: Controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 685– 695, doi:10.1007/BF00430779.

Fierstein J., and M. Nathenson. 1992 - Another look at the calculation of fallout tephra volume. *Bull. Volcanol.*, 54, 156-167.

Rose W.I., 1993. Comment on another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull Volcanol.* 55(5):372–374

Fagents S.A., and L. Wilson. 1993. Explosive volcanic eruptions. VII. The range of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophys. J. Int.* 113, 359-370.

Koyaguchi T., 1994. Grain size variations of the tephra derived from volcanic umbrella clouds. *Bull. Volcanol.* 56, 1-9.

Parfitt E.A., and L. Wilson 1995. Explosive volcanic eruptions. IX. The transition between hawaiian-style lava fountaining and Stroboliian explosive activity. *Geophys. J. Int.* 121, 226–32.

Pyle D.M., 1995. Assessment of minimum volume of tephra fall deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 379-382.

Lirer L., M. H. Scheridan, and A. Vinci. 1996. Decomposition of grain-size distributions to interpret transport mechanism: an application to AD 79 Vesuvius deposits. *Sedimentology*, 43, 913-926.

Bonadonna C, G.G.J Ernst, and R.S.J. Sparks. 1998 Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 173-187.

Gilbert J. S., and R.S.J. Sparks. 1998. The physics of explosive volcanic eruptions. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 145.

- Papale P., A. Neri, and G. Macedonio. 1998. The role of magma composition and water content in explosive eruptions I. Conduit ascent dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 87, 75-93.
- Arrighi S, C. Principe, and M. Rosi. 2001 Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. *Bull Volcanol* 63(2-3):126-150.
- Bonadonna C., G. Macedonio, and R.J.S. Sparks. 2002. Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In : Druitt T.H., and B.P. Kokelaar (eds): *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Memoir, Geological Society, London*, pp517-537.
- Mason B.G., D.M. Pyle, and C. Oppenheimer. 2004 The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bull Volcanol* 66(8):735-748.
- Capaccioni B, and F. Cuccoli. 2005 Spatter and welded air fall deposits generated by fire-fountain eruptions: cooling of pyroclasts during transport and deposition. *J Volcanol Geotherm Res* 145: 263-280
- Sulpizio R. 2005. Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 145(3- 4):315-336.
- Pfeiffer T., A. Costa, and G. Macedonio. 2005. A model for the numerical simulation of tephra fall deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 140:273-294
- Bonadonna C., and B.F. Houghton. 2005. Total grain size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bull Volcanol* 67:441-456.
- Patrick M.R., A.J.L. Harris, M. Ripepe, J. Dehn, D.A. Rothery, and S. Calvari. 2007. Strombolian explosive styles and source conditions: in-lights from thermal (FLIR) video. *Bull. Volcanol.* 69 (7):769-784.
- Mastrolorenzo, G., L. Pappalardo, C. Troise, A. Panizza, and G. De Natale (2008), Probabilistic tephra hazard maps for the neapolitan area: Quantitative volcanological study of Campi Flegrei eruptions, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JB004954.
- Saunders H.C., 2008. Equations of motion and ballistic paths of volcanic ejecta. *Comput Geosci* 34:802-814
- Scollo S, S. Tarantola, C. Bonadonna, M. Coltelli, and A. Saltelli. 2008. Sensitivity analysis and uncertainty estimation for tephra dispersal models. *J. Geophys. Res.* 113(B06202).
-

Rose W.I., and A.J.Durant. 2009. Fine ash content of explosive eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 186(1–2):32–39

Mastin L.G., M. Guffanti, R. Servranckx, P. Webley, S. Barsotti, K. Dean, A. Durant, J.W.Ewert, A. Neri, W.I. Rose, D. Schneider, L. Siebert, B. Stunder, G. Swanson, A. Tupper, A. Volentik, and C.F.Waythomas. 2009. A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 186(1–2):10–21

Marchetti E., M. Ripepe, A.J.L. Harris, and D. Delle Donne. 2009. Tracing the differences between Vulcanian and Strombolian explosions using infrasonic and thermal radiation energy. *Earth Planet Sci Lett* 279(3–4):273–281.

de' Michieli Vitturi M., A. Neri, T. Esposti Ongaro, S. Lo Savio, and E. Boschi. 2010. Lagrangian modeling of large volcanic particles: applications to Vulcanian explosions. *J. Geophys.Res.* 115 (B08206).

Folch A., A. Costa, A. Durant, and G. Macedonio. 2010. A model for wet aggregation of ash particles in volcanic plumes and clouds: 2. Model application: *Journal of Geophysical Research*, v. 115, B09202, doi:10.1029/2009JB007176.

Gonzalez A.O., and S. De la Cruz. 2010. A simple semi-empirical approach to model thickness of ash-deposits for different eruption scenarios: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 10, p. 2241–2257, doi:10.5194/nhess-10-2241-2010

Selva, J., A. Costa, W. Marzocchi, and L. Sandri (2010), BET VH: Exploring the influence of natural uncertainties on long-term hazard from tephra fallout at Campi Flegrei (Italy), *Bulletin of Volcanology*, 72(6), 717–733, doi:10.1007/s00445-010-0358-7.

Biass S, and C. Bonadonna. 2011. A quantitative uncertainty assessment of eruptive parameters derived from tephra deposits: the example of two large eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol* 73:73–90.

Burden R.E., J.C. Phillips, and T.K. Hincks. 2011. Estimating volcanic plume heights from depositional clast size. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 116: B11206 doi:10.1029/2011JB008548

Biass S., and C. Bonadonna. 2011. A quantitative uncertainty assessment of eruptive parameters derived from tephra deposits: the example of two large eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol* 73(1):73–90.

Longchamp C., C. Bonadonna, O. Bachmann, and A. Skopelitis. 2011. Characterization of tephra deposits with limited exposure: the example of the two largest explosive eruptions at Nisyros volcano (Greece). *Bull Volcanol* 73(9):1337–1352.

Rust A.C., and K.V.Cashman. 2011. Permeability controls on expansion and size distributions of pyroclasts. *J Geophy Res-Sol Ea.* doi:10.1029/2011JB008494.

Harris A.J.L., M. Ripepe, and E.A.Hughes. 2012. Detailed analysis of particle launch velocities, size distributions and gas densities during normal explosions at Stromboli. *J Volcanol Geotherm Res.* doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.02.012.

Oddsson B., M.T.Gudmundsson, G. Larsen, and S. Karlsdottir.2012. Monitoring of the plume from the basaltic phreatomagmatic 2004 Grimsvotn eruption application of weather radar and comparison with plume models. *Bull Volcanol* 74(6):1395–1407.

Eychenne J., and J.L. Le Pennec. 2012. Sigmoidal particle density distribution in a subplinian scoria fall deposit. *Bull.Volcanol.*74(10):2243– 2249.

Bonadonna C., and A. Costa. 2012. Estimating the volume of tephra deposits: a new simple strategy. *Geology* 40(5):415–418

Vanderkluysen L., A.J.L. Harris, K. Kelfoun, C. Bonadonna, and M. Ripepe. 2012. Bombs behaving badly: unexpected trajectories and cooling of volcanic projectiles. *Bull.Volcanol.* 74, 1849-1858.

Bonadonna C., and A. Costa. 2013. Modeling of tephra sedimentation from volcanic plumes. In: Fagents S, Gregg T, Lopes R (eds) *Modeling volcanic processes: the physics and mathematics of volcanism*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 173– 202

Bonadonna C., and A. Costa. 2013. Plume height, volume, and classification of explosive volcanic eruptions based on the Weibull function. *Bull.Volcanol.*, 742 ,1-19.

Bonadonna C., R. Cioni, M. Pistolesi, C. Connor, S. Scollo, L. Pioli, and M. Rosi. 2013. Determination of the largest clast size of tephra deposits for the characterization of explosive eruptions: a study of the IAVCEI commission on tephra hazard modeling. *Bull. Volcanol.* 680, 1-15.

Eruzioni vulcaniche esplosive: Pyroclastic Density Current: Depositi da Corrente piroclastica (facies da pyroclastic flow deposit)

Smith, R.L. 1960. Ash flows, *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 795–841.

Smith, R.L. 1960. Zones and zonal variations in welded ash flows, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 354-F, pp. 149–159.

Smith, R.L., and R.A.Bailey. (1968). Resurgent cauldrons, in *Studies in Volcanology*. Coats R.R.et al.,eds.*Geol. Soc. Am. Mem.* 116, pp.613–662.

Fisher R.V., 1960. Classification of volcanic breccias. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 71, 973-82.

- Murai I., 1961. A study of textural characteristic of pyroclastic flow deposits in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 39, 133-254.
- Ross G.S., and R.L. Smith. 1961. Ash-flow tuff, their origin, geological relations and identification. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no 366.
- Fisher R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1409-14.
- Aramaki, S., and Yamasaki M.. 1963. Pyroclastic flows in Japan. *Bull. Volcanol.* 26, 89-99.
- Fisher R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.* 264, 350-63.
- Elston W.E., and E.I. Smith. 1970. Determination of flow direction of rhyolite ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3393-406.
- Walker G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. *Contrib. Min. Petrol.* 36, 135-46.
- Sparks R.S.J., and G.P.L. Walker. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature* 276, 385-6.
- Sparks R.S.J., S. Self, and G.P.L. Walker. 1973. Products of ignimbrite eruption. *Geology*, 1, 115-8.
- Schmincke H.-U., 1974. Volcanological aspects of peralkaline silicic welded ash-flows tuffs. *Bull. Volcanol.* 38, 594-636.
- Sparks R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147-88.
- Sparks R.S.J., and L. Wilson. 1976. A model for formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. Lond.* 132, 441-52.
- Wright J.V., and G.P.L. Walker. 1977. The ignimbrite source problem: significance of a coignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, 5, 729-32.
- Francis P.W., and M.C.W. Baker. 1977. Mobility of pyroclastic flows. *Nature*, 270, 164-5.
- Sparks R.S.J., and G.P.L. Walker. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 329-41.
- Sparks R.S.J., L. Wilson, and G. Hulme. 1978. Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83 B4, 1727-1739.
-

Sparks R.S.J., 1978. Gas release rates from pyroclastic flows: an assessment of the role of fluidization in their emplacement. *Bull. Volcanol.* 41, 1-9.

Barberi F., F. Innocenti, L. Lirer, R. Munno, T. Pescatore, and R. Santacroce. 1978. The Campanian ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bull. Volcanol.* 41, 10-32.

Chapin C.E., and W. E. Elston (eds), 1979. Ash flow Tuffs. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, no 180.

Smith, R.L., 1979. Ash-flow magmatism, in *Ash-Flow Tuffs*, C.E. Chapin and W.E. Elston, eds., *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 180, pp. 5-27.

Sheridan M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review, In Chapin & Elston. 1979, 125-36.

Walker G.P.L., C.J.N. Wilson, and P.C. Froggatt. 1980. Fine depleted ignimbrite in New Zealand – the product of a turbulent pyroclastic flow. *Geology* 8, 245-9.

Sheridan M.F., 1980. Pyroclastic block flow from the September, 1976, eruption of La Soufriere volcano, Guadalupe. *Bull. Volcanol.* 43, 397-402.

Walker G.P.L., R.F. Heming, and C.J.N. Wilson. 1980. Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature* 283, 286-7.

Wright J.V., A.L. Smith, and S. Self. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 315-36.

Wright J.V., and G.P.L. Walker. 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 111-31.

Wright J.V., A.L. Smith, and R.V. Fisher. 1981. Towards a facies model for ignimbrite-forming eruptions. In Self & Sparks (1981), 433-9.

Walker, G.P.L., C.J.N. Wilson, and P.C. Froggatt. 1981. An Ignimbrite Weneer Deposit: the Trail marker of pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 409-421.

Schmid R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9, 41-3.

Wilson C.N.J., and G.P.L. Walker. 1982. Ignimbrite depositional facies: an anatomy of pyroclastic flows. *Geol. Soc. Lond.* 139, 581-92.

Druitt T.H., and R.S.J. Sparks. 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini volcano, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13, 147-71.

Walker G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J.Volcanol.Geotherm. Res.* 17, 65-88.

Newhall C.G., and W.G. Melson. 1983. Explosive activity associated with the growth of Volcanic domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17,111-31.

Kamara H.,and K. Mimura. 1983. Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. *Bull.Volcanol.* 46, 277-2.

Druitt T.H., and R.S.J. Sparks 1985. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature* 310, 679-81.

Walker G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 25, 157-71.

Druitt T.H., 1985. Vent evolution and lag breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece.*J.Geol.* 93,439-54.

Carey S.N., H. Sigurdsson, C. Mandeville, and S. Bronto. 1996. Pyroclastic flows and surges over water: an example from the 1883 Krakatau eruption. *Bull.Volcanol.* 57, 493-511.

Druitt T.H., 1998. Pyroclastic density currents. *Geol.Soc.London. Spec.Publ.* 145, 145-182.

Bursik M.I., and A.W. Woods. 2000. The effects of topography on sedimentation from particleladen turbulent density currents. *J. Sed. Res.* 70:53-63.

Burgisser A., and G.W. Bergantz. 2002. Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202,405-418.

Orsi, G., Di Vito, M.A., Isaia, R., Civetta, L., D'Antonio, M., Vilardo, G. (2004a). Pericolosità vulcanica della caldera dei Campi Flegrei in caso di ripresa dell'attività in tempi medi o brevi. Relazione per il Gruppo di Lavoro "Scenari e livelli di allerta" della Commissione Nazionale per l'Aggiornamento dei Piani di Emergenza dell'Area Vesuviana e Flegrea per il Rischio Vulcanico, maggio 2004, 40 pp.

Orsi, G., Di Vito, M.A and Isaia R. (2004b). Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera, *Bull. Volcanol.*, 66, 514-530.

Todesco, M., Neri, A., Esposti Ongaro, T., Papale, P., Rosi, M. (2006). Pyroclastic flow dynamics and hazard in a caldera setting: Application to Phlegrean Fields (Italy). doi:10.1029/ 2006GC001314.

Dellino P, B. Zimanowski, R. Büttner, L. La Volpe, D. Mele, and R. Sulpizio. 2007. Large-scale experiments on the mechanics of pyroclastic flows: Design, engineering, and first results. *J.Geophys. Res.* 112: B04202. doi:10.1029/2006JB004313

Esposti Ongaro, T., Marianelli, P., Todesco, M., Neri, A., Cavazzoni, C., Erbacci, G. (2008). Mappe tematiche, geo-referenziate e digitali, delle principali azioni pericolose associate alle colate piroclastiche del Vesuvio e dei Campi Flegrei derivanti dalle nuove simulazioni 3D, prodotto 2.3.5, Progetto SPEED.

Sulpizio R, and P. Dellino. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In: Gottsmann J., and J. Marti (eds). *Caldera volcanism: analysis, modelling and response*. Developments in volcanology, vol 10. Elsevier, Amsterdam, pp 57–96.

Brown R.J , M J Branney, C. Maher, and P. Dávila-Harris. 2010. Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *Bull. Geol.Soc.Am.* 122:305–320.

Andrews B.J., and M. Manga. 2011. Effects of topography on pyroclastic density current runout and formation of co-ignimbrites. *Geology*, 39:1099–1102.

Andrews B.J., and M. Manga. 2012. Experimental study of turbulence, sedimentation, and coignimbrite mass partitioning in dilute pyroclastic density currents. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 225–226:30–44

Bevilacqua, A., Fourmentraux, C., Bertagnini, A., Bisson, M., Esposti Ongaro, T., Flاندoli, F., Isaia, R., Neri, A., Rosi, M. (2012). Mapping pyroclastic flow hazard in a caldera setting: application to Campi Flegrei caldera. *EGU General Assembly 2012*, Vienna, Austria.

Brown R.J., C. Bonadonna, and A.J. Durant. 2012. A review of ash aggregation. *Phys. Chem. Earth.* 45–46:65–78.

Esposti Ongaro, T., Neri, A., Todesco, M. (2012). Assessing pyroclastic density current dynamics and hazard of Plinian events at Campi Flegrei (Italy) by using 3D numerical simulations, *EGU General Assembly 2012*, Vienna, Austria.

Brown R., and M.J. Branney. 2013. Internal flow variations and diachronous sedimentation within extensive, sustained, density-stratified pyroclastic density currents flowing down gentleslope, as revealed by the internal architectures of ignimbrites on Tenerife. *Bull. Volcanol.* 75, 1-24.

Sulpizio R., P. Dellino, D.M. Doronzo, and D. Sarocchi. 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 283, 36-65.

Doronzo D.M., and P. Dellino. 2014. Pyroclastic density currents and local topography as seen with the conveyor model. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 278-279,25-39.

**Eruzioni vulcaniche esplosive: Pyroclastic Density Current:
Depositi da Corrente piroclastica (facies da base surge deposit)**

Moore J.G., and D.L. Peck. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western United States. *Geology*, 70-2, 182-193.

Moore J.G., K. Nakamura, and A. Alcaraz. 1966. The 1965 eruption of Taal Volcano. *Science*, 151, 955-960.

Moore J.G., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.* 30, 337-63.
Fisher R.V., and A.C. Waters. 1970. Base surge bedforms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.* 268, 157-80.

Waters A.C., and R.V. Fisher. 1971. Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.* 76, 5596-614.

Crowe B.M., and R.V. Fisher. 1973. Sedimentary structure in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 663-82.

Mattson P. H., and W. Alvarez. 1973. Base surge deposits in Pleistocene volcanic ash near Rome. *Bull. Volcanol.* 37, 553-72.

Schmincke H.U., R.V. Fisher, and A.C. Waters. 1973. Antidune and chute and pool structures in base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology* 20, 553-74.

Fisher R.V., 1977. Erosion by volcanic base-surge density current: U-shaped channels. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1287-97.

Self S., and R.S.J. Sparks. 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.* 41, 196-212.

Fisher R.V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 305-18.

Wohletz K.H., and M.F. Sheridan. 1979. A model of pyroclastic surge. In Chapin & Elston (1979), 177-94.

Furnes H., I.B. Friedliefson, and F.B. Atkins. 1980. Subglacial volcanics – on the formation of acid hyaloclastites, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 95-110

Sheridan, M.F., and K. H. Wohletz. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematic of water-pyroclast equilibration. *Science* 212, 1387-9.

Walker G.P.L., 1981. Characteristics of two phreatomagmatic ashes and their water-flushed origin. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 9, 395-407.

Wohletz K. H., 1981. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy and experimental results. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 31-63.

Sheridan, M.F., and K. H. Wohletz. 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 1-29.

Wohletz K.H., and M.F. Sheridan. 1983. Hydrovolcanic explosion II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am.J.Sci.* 283,385-413.

Fisher R.V , H.U. Schmincke and P.V. Bogard. 1983. Origin and emplacement of pyroclastic flow and surge unit at Laacher See, Germany. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*, 17, 375-92.

Kokelaar B.P., 1983. The mechanism of surtseyan volcanism. *J.Geol.Soc. Lond.* 140, 939-44.

Kokelaar B.P., 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull.Volcanol.* 48, 275-289.

Wohletz K. H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanism and field studies. *Bull.Volcanol.* 48, 245-264.

Lorenz V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuffings. *Bull. Volcanol.* 48, 265-274.

Valentine G.A., 1987. Stratified flow in pyroclastic surge. *Bull.Volcanol.* 49, 616-630.

Cole P.D., 1991. Migration direction of sand-wave structures in pyroclastic-surge deposits: implications for depositional processes. *Geology*, 19, 1108-1111.

Smith G.A., and D. Katzman. 1991. Discrimination of eolian and pyroclastic-surge processes in the generation of cross-bedded tuffs, Jemez Mountains volcanic field, New Mexico. *Geology* 19, 465-468.

Colella A., and R.N. Hiscott. 1997. Pyroclastic surges of the Pleistocene Monte Guardia Sequence (Lipari Island, Italy): depositional processes. *Sedimentology* 44, 47-66.

Dellino P., and L. La Volpe. 2000. Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian islands, Italy) *J. Volcanol.Geotherm.Res.* 96, 57-78.

Doronzo D.M. G.A. Valentine, P. Dellino, and D.M. de Tullio. 2010. Numerical analysis of the effect of topography on deposition from dilute pyroclastic density currents, *Earth.Plant.Sc.Lett.* 300, 164-173.

Jeon Y.M., C.W. Kwon, and Y.K. Sohn. 2011. Deposition from pyroclastic surges partially blocked by topographic obstacle: an example from the Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, South Korea. *J. Geosci.* 15, 121-130.

Eventi Lahar

Crandell D.R., 1971. Post-glacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., no 677.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flow II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity current. *J. Sediment. Petrol.* 52, 279-297.

Fisher, R.V., 1983. Flow transformations in sedimentary gravity flows. *Geology*, 11, 273-274. Sieberg L., 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 22, 163-197.

Smith, G.A., 1986. Coarse-grained non marine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1-10

Scott K.M., 1988. Origin, behaviour and sedimentology of lahar and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. U.S. Geol. Surv. Prof. Pp. 1447-A.

Smith, G.A., and W.J. Fritz. 1989. Volcanic sequences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17, 375-376.

Sohn, Y.K., and S.K. Chough. 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*. 37, 1115-1135.

Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher R.V., and Smith G.A. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 45, 109-121.

Smith, G.A., and D.R. Lowe. 1991. Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the Debris Flow – Hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 59, 59-70.

Rodolfo, K.S., and A.T. Arguden. 1991. Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines. *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 45, 71-87.

Sohn, Y.K., and S.K. Chough. 1992. The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South

Korea: depositional processes and evolution of an emergent, Surtseyan-type tuff cone. *Sedimentology* 39, 523±544.

Major, J.J., R.J. Janda, and A.S. Daag. 1996. Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions. In: Newhall C.G., and R.S. Punongbayan (eds.). 1996 "fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines". Philippine Institute of Volcanology and Sismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle.

Sohn, Y.K., C.W. Rhee, and B.C. Kim. 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *J. Geol.* 107, 111±132.

Lirer L., A. Vinci, I. Alberico, T. Gifuni, F. Bellucci, P. Petrosino & R. Tinterri 2001. Occurrence intereruption hyperconcentrated flood flow deposits on Vesuvio. *Sedimentary Geology*, 139/2, 151-167.

Zanchetta G., R. Sulpizio, M.T. Pareschi, F.M. Leoni, and R. Santacroce 2004. Characteristics of May 5-6 1998 volcanoclastic debris flows in the Sarno area (Campania, Southern Italy): relationship to structural damage and hazard zonation. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 133, 377-393.

Tefrostratigrafia e Ash Markers

Rose, W.I., S. Bonis, R.E. Stoiber, M. Keller, and T. Bickford. 1973. Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. *Bull. Volcanol.* 37, 338-64.

Keller, J., W.B.F. Ryan, D. Ninkovich, and R. Altherr. 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 y as recorded in deep-sea sediments. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 89, 591-604.

Rose W.I., N.K. Grant, and J. Easter. 1978. Geochemistry of the Los Chocoyos Ash, Guatemala. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*

Ninkovich D., R.S.J. Sparks, and M.J. Ledbetter. 1978. The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bull. Volcanol.* 41, 286-98.

Warkins N.D., R.S.J. Sparks. H. Sigurdsson, T.C. Huang, A. Federman, S. Carey and D. Ninkovich. 1978. Volume and extent of the Minoian tephra from Santorini volcano: new evidence from deep-sea cores. *Nature* 271, 122-26.

Ledbetter M.T, and R.S.J. Sparks. 1979. Duration of large-magnitude explosive eruption deduced from graded bedding in deep-sea ash layers. *Geology*, 7, 240-4.

Capaldi G., L. Civetta, L. Lirer, and R. Munno. 1979. Caratteri petrografici ed età K/Ar

delle cineriti intercalate nelle formazioni argillose pleistoceniche della Fossa Bradanica. *Geologia Applicata e Idrogeologica*, 14-3, 493-501.

Thunell R., A. Federman, R.S.J. Sparks, and D.F. Williams. 1979. The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean. *Quat.Res.* 12, 241-253.

Sigurdsson H., R.S.J. Sparks, S. Carey, and T.C. Huang. 1980. Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *J.Gol.* 88, 523-40.

Drexler J.W., W.I. Rose, R.S.J. Sparks, and M.T. Ledbetter., 1980. The Chocoyos Ash, Guatemala: a major stratigraphic marker in middle America and three ocean basins. *Quatern.Res.* 13, 327-45.

Izett G.A., 1981. Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic volcanism in the Western United States. *J. Geophys. Res.*, 86, 10200-23.

Naeser C.W., N.D. Briggs, J.D. Obradovich, and G.A. Izett. 1981. Geochronology of Quaternary tephra deposits. In Self & Sparks (eds), 1981: *Tephra Studies*, Nato Advanced Study Institutes Series, pp1-481. Reidel, Holland.

Thorarinsson S., 1981. Tephra studies and tephrochronology : a historical review with special reference to Iceland. In Self & Sparks (eds), 1981: *Tephra Studies*, Nato Advanced Study Institutes Series, pp1-481. Reidel, Holland.

Brazier S.A., R.S.J. Sparks, S.N. Carey, H. Sigurdsson, and J.A. Westgate. 1983. Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. *Nature* 301, 115-9 Sparks R.S.J.

S. Brazier, T.C. Huang, and D. Muerdter. 1983. Sedimentology of the Minoian deep-sea tephra layer in the Aegean and eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 54, 131-67.

Ledbetter M.T., 1985. Tephrochronology of marine tephra adjacent Central America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 77-82.

Paterne, M., 1985. Reconstruction de l'activité explosive des volcans de l'Italie du Sud par tephrochronologie marine. Thèse Doctorat-Etat, Université Paris-Sud Orsay, 141 pp.

Paterne, M., F. Guichard, J. Labeyrie, P.Y. Gillot, and J.C. Duplessy. 1986. Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Mar. Geol.* 72, 259-285.

Paterne, M., F. Guichard, J. Labeyrie. 1988. Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 34, 153-172.

Paterne, M., J. Labeyrie, F. Guichard, A. Mazaud, and F. Maitre. 1990. Fluctuations of the Campanian explosive volcanic activity (South Italy) during the past 190,000 years, as determined by marine tephrochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 166–174.

Vezzoli, L., 1991. Tephra layers in Bannock Basin (Eastern Mediterranean). *Mar. Geol.* 100, 21–34.

Karner D.B., E. Juvigné, E. Russo Ermolli, S. Bernasconi, L. Brancaccio, A. Cinque, L. Lirer, A. Ozer and N. Santangelo. 1995. Le premier stratotype continental de quatre stades isotopiques successifs du Pléistocène moyen pour le bassin méditerranéen septentrional: le Vallo di Diano (Campanie, Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t 321, série II a, 877–884.

Calanchi, N., A. Cattaneo, E. Dinelli, G. Gasparotto, and F. Lucchini. 1998. Tephra layers in Late Quaternary sediments of the Central Adriatic Sea. *Mar. Geol.* 149, 191–209.

Narcisi, B., and L. Vezzoli. 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean, an overview. *Global and Planetary Change* 21, 31–50.

Brancaccio L., A. Cinque, E. Russo Ermolli, N. Santangelo, S. Bernasconi and L. Lirer. 1999. A potential early middle Pleistocene tephrostratotype for the Mediterranean basin: the Vallo Di Diano, Campania, Italy. *Global and Planetary Change*, 21, 1–15.

Siani G., M. Paterne, M. Arnold, E. Bard, B. Métivier, N. Tisnerat, and F. Bassinot. 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radio-carbon* 42 (2), 271–280.

Munno R., P. Petrosino, P. Romano, E. Russo Ermolli, and E. Juvigné. 2001. A late Middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession. *Géographie Physique et Quaternaire* 55, 87–99.

Turney C.S.M., and J.J. Lowe. 2001. Tephrochronology. In: Last W.M., and J.P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. vol. 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 451–471.

Schmidt R., C. Van den Bogaard, J. Merkt, and J. Müller. 2002. A new Late Glacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. *Quaternary International* 88, 45–56.

Siani G., R. Sulpizio, M. Paterne, and A. Sbrana. 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 ¹⁴C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews* 23, 2485–2500.

Wulf S., M. Kraml, A. Brauer, J. Keller, and J.F.W. Negendank. 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International* 122, 7–30.

Pyle D.M., G.D. Ricketts, V. Margari, T.H. Van Andel, A.A. Sinitsyn, N.D. Praslov, and S.Lisitsyn. 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene 'Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy. *Quaternary Science Reviews* 25, 2713–2728.

Wulf S., A. Brauer, J. Mingram, B. Zolitschka, and J.F.W. Negendank. 2006. Distal tephtras in the sediments of Monticchio maar lakes. In: Principe C. (Ed.). *Geologia del Monte Vulture*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*. 105–122.

Lowe J.J., S. Blockley, F.Trincardi, A. Ascoli, A. Cattaneo, and I.P. Matthews. 2007. Age modeling of late Quaternary marine sequences from the Adriatic: towards improved precision and accuracy. *Continental Shelf Research* 27, 560–582.

Munno R., and P.Petrosino. 2007. The late Quaternary tephrostratigraphical record of the San Gregorio Magno basin (southern Italy). *Journal of Quaternary Science* 22, 247–266.

Calanchi N., and E. Dinelli. 2008. Tephrostratigraphy for the last 170 ka in sedimentary successions from the Adriatic Sea. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 81–95.

Fedele F.G., B. Giaccio, B., and I. Hajdas. 2008. Timescales and cultural process at 40,000 BP in the light of the Campanian Ignimbrite eruption, Western Eurasia. *Journal Human Evolution* 55, 834– 857.

Giaccio B., R. Isaia, F.G. Fedele, E. Di Cangio, J. Hoffecker, A. Ronchitelli, A.A. Sinitsyn, M. Anikovich, S.N. Lisitsyn, and V.V. Popov. 2008. The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: Two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 208–226.

Marciano R., R. Munno, P. Petrosino, N. Santangelo, A. Santo, and I.M. Villa. 2008. Late Quaternary tephra layers along the Cilento coastline (southern Italy). *J.Volcanol. Geotherm.Res.*,177, 227–243.

Paterne M., F. Guichard, J.C. Duplessy, G. Siani, R. Sulpizio, and J. Labeyrie. 2008. A 90,000 end 200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the Central Mediterranean Sea. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*, 177, 187–196.

Santacroce R, R.Cioni, P. Marianelli, A. Sbrana, R. Sulpizio, G. Zanchetta, and D.J. Donahue, 2008. Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy.*J.Volcanol.Geotherm.Res.* 117, 1–18.

Turney C.S.M., S.P.E. Blockley, J.J. Lowe, S. Wulf, N.P. Branch, G. Swindle, R. Nathan, and M. Pollard. 2008. Geochemical characterisation of Quaternary tephra from the Campanian Province, Italy. *Quaternary International* 178, 288-305.

Wulf S., M. Kraml, M., and J. Keller. 2008. Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: the last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. *J. Volcanol. Geotherm., Res.*, 118-132.

Bourne, A.J., J.J. Lowe, F. Trincardi, A. Ascoli, S.P.E. Blockley, S. Wulf, I.P. Matthews, A. Piva, and L. Vigliotti. 2010. Distal tephra record for the last ca 105,000 years from core PRAD 1-2 in the central Adriatic Sea: implications for marine tephrostratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 29, 3079-3094.

Ciaranfi N., F. Lirer, L. Lirer, L.J. Lourens, P. Maiorano, M. Marino, P. Petrosino, M. Sprovieri, S. Stefanelli, M. Brilli, A. Girone, S. Joannin, N. Pelosi, and M. Vallefucio. 2010. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of lower-middle Pleistocene Montalbano Jonico section (southern Italy). *Quaternary International* 219, 109-120.

de Alteriis G., D.D. Insinga, S. Morabito, V. Morra, F.L. Chiocci, F. Terrasi, C. Lubritto, C. Di Benedetto, and M. Pazzanese. 2010. Age of submarine debris avalanches and tephrostratigraphy offshore Ischia Island, Tyrrhenian Sea, Italy. *Mar. Geol.* 278 (1-4), 1-18.

Russo Ermolli E., P. Aucelli, A. Di Rollo, M. Mattei, P. Petrosino, M. Porreca, and C. Roskopf. 2010. An integrated stratigraphical approach to the late Middle Pleistocene succession of the Sessano lacustrine basin (Molise, Italy). *Quaternary International* 225, 114-127.

Vogel H., G. Zanchetta, R. Sulpizio, B. Wagner, and N. Nowaczyk. 2010. A tephrostratigraphic record for the last glacial-interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. *Journal of Quaternary Science* 25, 320-338.

Lane C.S., M. Andric, V.L. Cullen, and S.P.E. Blockley. 2011. The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia. *Quaternary Science Reviews* 30, 1013-1018.

Lowe D.J., 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology* 6, 107-153.

Smith V.C., R. Isaia, and N.J.G. Pearce. 2011. Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers. *Quaternary Science Reviews* 30, 3638-3660.

Zanchetta G., R. Sulpizio, N. Roberts, R. Cioni, W.J. Eastwood, G. Siani, B. Caron, M. Paterne, and R. Santacroce. 2011. Tephrostratigraphy, chronology and climatic

events of the Mediterranean basin during the Holocene: An overview. *Holocene* 21, 33-52.

Tomlinson E.L., I. Arienzo, S. Wulf, V.C.Smith, A. Carandente, L. Civetta, M. Hardiman, C.S.Lane, G. Orsi, M. Rosi, M.T.Thirlwall, W.Muller, and M.A. Menzies. 2012. Geochemistry of the Campi Flegrei (Italy) proximal sources for major Mediterranean tephras (C-1, C-2, Y-3 and Y-5). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 93, 102-128.

Wulf S., J. Keller, M. Paterne, J. Mingram, S. Lauterbach, S. Opitz, G. Sottili, B. Giaccio, P.G. Albert, C. Satow, E.L. Tomlinson, M. Viccaro, and A. Brauer. 2012. The 100-133 ka record of Italian explosive volcanism and revised tephrochronology of Lago Grande di Monticchio. *Quaternary Science Reviews* 58, 104-123.

Ascione, A., S. Mazzoli, P. Petrosino, and, E. Valente. 2013. A decoupled kinematic model for active normal faults: Insights from the 1980, $M_S = 6.9$ Irpinia earthquake, southern Italy. *Bull.Geolog. Soc.Am.*, 125 (7-8), 1239-1259.

Giaccio, B., I. Arienzo, G. Sottili, F. Castorina, M. Gaeta, S. Nomade, P. Galli, and P. Messina. 2013. Isotopic (Sr-Nd) and major element fingerprinting of distal tephras: an application to the Middle-Late Pleistocene markers from the Colli Albani volcano, central Italy, *Quaternary Science Reviews* 67, 190-206.

Lirer F., M Sprovieri, L. Ferraro, M. Vallefucio, L. Capotondi, A. Cascella, P. Petrosino, D.D.Insinga, N. Pelosi, S. Tamburrino, and C. Lubritto. 2013. Integrated stratigraphy for the Late Quaternary in the eastern Tyrrhenian Sea. *Quaternary International*, 292, 71-85

Insinga, D.D., S. Tamburrino, F. Lirer, L. Vezzoli, M. Barra, G.J. De Lange, M. Tiepolo, M. Vallefucio, S. Mazzola, and M. Sprovieri. 2014. Tephrochronology of the astronomically-tuned KC01B deep-sea core, Ionian Sea: Insights into the explosive activity of the Central Mediterranean area during the last 200ka. *Quaternary Science Reviews* 85, 63-84.

Morabito S., P Petrosino, A. Milia, M. Sprovieri, and S.Tamburrino. 2014. A multidisciplinary approach for reconstructing the stratigraphic framework of the last 40 ka in a bathial area of the eastern Tyrrhenian Sea. *Global and Planetary Change* 123 (A), 121-138.

Petrosino, P., E. Russo Ermolli, P. Donato, B. Jicha, G. Robustelli, and R.Sardella. 2014. Tephrochronology and palynology date to MIS13 the lacustrine sediments of the Mercure basin (Southern Apennines - Italy). *Italian Journal of Geosciences*, doi:10.3301/IJG.2013.22

Pericolosità, Vulnerabilità e Rischio

Unesco, (1972). Smithsonian Institution/SEAN, 1989. Global Volcanism Smithsonian Institution, Prentice Hall, New Jersey, USA.

Ui T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits – Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 135-150.

Lajoie, J., 1984. Volcanoclastic rocks. In: Walker R.G. 1984, 39-52.

Rosi M., and R. Santacroce. 1984. Volcanic Hazard assessment in the Phlegrean Fields; a contribution based on stratigraphic and historical data. *Bull. Volcanol.* 47(2), 359-370.

Siebert L., H. Glicken, and T. Ui. 1987. Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-Tepes eruptions. *Bull. Volcanol.* 49, 435-459.

Lirer L., 1988 - La pericolosità vulcanica nell'area napoletana. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 181-189.

Baxter P.J. (1990). Medical effects of volcanic eruptions; I-main causes of death and injury, *Bull. Volcanol.*, 52; 7:532-544, 1990.

Machida H., 1990. Frequency and magnitude of catastrophic explosive volcanism in the Japan region during the past 130 ka: implications for human occupation of volcanic region. *Geol. Soc. Australia Symp. Proc* 1, 27-36.

Barberi F., G. Macedonio, M.T. Pareschi, and R. Santacroce. 1990 – Mapping the tephra fallout risk: an example from Vesuvius, Italy. *Nature*, 344, 142-144.

Harrington C. R. ed., 1992. “The Year without a summer: World Climate in 1816,” Canadian Museum of Nature, Ottawa.

Barberi F, M. Rosi, and A. Sodi. 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanologica* 3:173–187.

Casadevall T.J. (ed.), 1994. Volcanic Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation safety. U.S. Geological Survey

Bull. 2047. Self S., and G.P.L. Walker. 1994, pages 65-74 in Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation safety. (Casadevall ed.) U.S. Geological Survey Bull. 2047.

Blong R.J., 1996. Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards. (In R. Scarpa and R.I. Tilling eds., Springer-Verlag, Berlin/ Heidelberg), 675-700.

Chouet B., 1996. Monitorin and Mitigation of Volcano hazard. (In R. Scarpa and R. Tilling Eds., Springer-verlag, Berlin), 23-97.

Molak V. Ed., 1996. Fundamentals of Risk Analysis and risk Management. CRC, Lewis, FL.

Siebert L., 1996. Hazard of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In (Scarpa R. and R.I. Tilling eds. Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazard. Spring-Verlag, Berlin/Heidelberg), 541-572.

Vallance J.W., and K.M. Scott. 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainer: Sedimentology and Hazard implication of huge claud-rich debris flow. Geol.Soc. Am.Bull. 109, 143- 163.

Lirer L., R. Munno, I. Postiglione, A. Vinci and L. Vitelli 1997. The A.D. 79 eruption as a future explosive scenario in the Vesuvian area: evaluation of associated risk. Bull. Volcanol., 59, 112-124.

Baxter P.J., Neri A., Todesco M. (1998). Physical modelling and human survival in pyroclastic flows. Natural Hazards 17:165-176, 1998
Grünthal, G. 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS, 98).

Lirer L. and L. Vitelli 1998. Volcanic risk assessment and mapping in the vesuvian area using GIS. Natural Hazards, 17, 1-15.

Searcy C.K., K. Dean, and B. Stringer. 1998. PUFF: A volcanic ash tracking and prediction model. J.Volcanol.Geotherm.Res. 40, 1-16.

Velentine G.A. ,1998. Damage to structures from pyroclastic flows and surges, inferred from nuclear weapons effects. J. Volcanol.Geotherm:Res. 87, 117-140.

Lirer L., P. Petrosino, and I. Alberico. 2001. Volcanic hazard assessment at volcanic fields: the Campi Flegrei case history. J.Volcanol.Geotherm.Res. 101/1-4, 55-75.

Lirer L. P. Petrosino, I. Alberico, and I. Postiglione. 2001. Long-term volcanic hazard forecasts based on Somma-Vesuvio past eruptive activity. Bull. Volcanol. 63, 45-60.

Alberico I., L. Lirer, P. Petrosino, and R. Scandone. 2002. A methodology for the evaluation of volcanic risk in Campi Flegrei. J.Volcanol.Geotherm.Res.116/1-2, 63-78.

Newhall CG, and R.P. Hoblitt. 2002. Constructing event trees for volcanic crisis. Bull. Volcanol. 64:3-20.

Luongo.G., A. Perrotta, and C. Scarpati. 2003. Impact of the AD 79 eruption on Pompei, I. Relations amongst the depositional nrchanisms of the pyroclast products, the framework of the buildings and the associated destructive events. J. Volcanol. Geotherm.Res. 126, 201-223.

Nunziante L., M. Fraldi, L. Lirer, P. Petrosino, S. Scotellaro, and C. Ciciirelli. 2003. Risk assessment of the pyroclastic currents on the towns located around Vesuvio: a non-linear structural inverse analysis. *Bul. Volcanol.* 65, 547-561.

Marzocchi W., L. Sandri, P. Gasparini, C. Newhall, and E. Boschi. 2004. Quantifying probabilities of volcanic events: the example of volcanic hazard at Mount Vesuvius. *J. Geophys. Res.* 109. doi:10.1029/2004JB003155.

Petrazzuoli S.M. and Zuccaro G., (2004). Structural resistance of reinforced concrete buildings under pyrocl. flows: a study of the Vesuvian area, *J. Volcanol. Geoth. Res.* 133:1–15, 2004.

Petrosino P., I. Alberico, S. Caiazza, A. Dal Piaz, L. Lirer, and R. Scandone. 2004. Volcanic Risk and evolution of the territorial system in the active volcanic area of Campania. *Acta Vulcanologica*, 16 (1-2), 163-178.

Rossano S., G. Mastrolorenzo, and G. De Natale. 2004. Numerical simulation of pyroclastic density currents on Campi Flegrei topography: a tool for statistical hazard estimation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 132:1–14.

Spence R.J.S., Baxter P.J., Zuccaro G. (2004a). Building vulnerability and human casualty estimation for a pyroclastic flow: a model and its application to Vesuvius. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 133 (2004):321–343, 2004.

Spence R., Zuccaro G., Petrazzuoli S., Baxter P.J., (2004b). The resistance of buildings to pyroclastic flows: theoretical and experimental studies in relation to Vesuvius. *ASCE Nat Hazards Rev* 5:48–50. ISSN: 1527-6988, 2004.

Zuccaro G (2004). Final report SAVE. Project Link to the Web Page of the “Save” Project in “Atlantis”. http://gndt.ingv.it/Att_scient/Prodotti_attesi_2004/Dolce_Zuccaro/Mappe/Start2.htm. Roma

Petrosino P., S. Caiazza, I. Alberico, A. dal Piaz, and L. Lirer. 2005. Volcanic risk and territory in Campania. An integrated volcanological and territorial planning approach to volcanic risk assessment at Campi Flegrei and Somma Vesuvio (Southern Italy). 14th European Colloquium on Theoretical and Quantitative Geography. September 9-13, 2005 Tomar, Portugal p.1-13.

Spence R., Kelman I., Baxter P.J., Zuccaro G., Petrazzuoli S. (2005). Residential building and occupant vulnerability to tephra fall”. *Nat. Hazard Earth Syst. Sc.* 5:477–494, 2005. Alberico I., L. Lirer, P. Petrosino, and R. Scandone. 2006. Vent Opening Probability (VOP) assessment at Ischia island: An application of spatial analysis to assessment of probability of new volcanic vents opening at Ischia island (Southern Italy). *SAGEO 2006 International Conference on Spatial Analysis and GEOMatics Strasbourg*, 11-13 September 2006, p.1-12. ISBN:2-9526014-10-

Alberico I., L. Bruno, A. Dal Piaz, L. Lirer, and P. Petrosino. 2006. Urban management to mitigate natural hazard: Urban management in area exposed to natural hazard: an example from Campi Flegrei (Southern Italy). SAGEO 2006 International Conference on Spatial Analysis and GEOMatics Strasbourg, 11-13 September 2006, p.1-12. ISBN:2-9526014-1-0.

Aspinall W.P., 2006. Structured elicitation of expert judgment for probabilistic hazard and risk assessment in volcanic eruptions. In: Mader H.M. et al. (eds) Statistics in volcanology. Special Publication of IAVCEI, Geological Society of London.

Marzocchi W., L.Sandri, and C. Furlan. 2006. A quantitative model for volcanic hazard assessment. In: Mader H.M., et al. (eds) Statistics in volcanology. Special Publication of IAVCEI, Geological Society of London. Horwell C.J., and P.J. Baxter. 2006. The respiratory health hazard of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. Bull. Volcanol. 69, 1-24.

Wehrmann H, C. Bonadonna, A. Freundt, B.F. Houghton, and S. Kutterolf. 2006. Fontanatephra: a basaltic Plinian eruption in Nicaragua. Geol.Soc.Am. Special Paper 412: Volcanic Hazards in Central America. pp 209–223

Alberico I., L. Lirer, P.Petrosino, and R. Scandone. 2008. Volcanic hazard and risk assessment from pyroclastic flows at Ischia island (Southern Italy). J.Volcanol. Geotherm.Res. 171, 118-136.

Marzocchi W., L. Sandri, and J.Selva. 2008. BET EF: a probabilistic tool for long- and short-term eruption forecasting. Bull Volcanol 70(5):623–632.

Neri A., W. Aspinall, R. Cioni, A. Bertagnini, P. Baxter, G. Zuccaro, D. Andronico, S. Barsotti, P. Cole, T.E.Ongaro, T. Hincks, G. Macedonio, P. Papale, M. Rosi, R. Santacroce, and G.Woo. 2008. Developing an event tree for probabilistic hazard and risk assessment at Vesuvius. J. Volcanol. Geotherm. Res. 178(3):397–415.

Regione Campania, 2008. Identification of natural and man made induced disaster. MEDRISK – Mediterranean Risk Management “PROGRAMME INTERREG III B ARCHIMED.

Zuccaro G., Albanese V., Cacace F., Mercuri C. and Papa F., (2008a). Seismic Vulnerability Evaluations within the Structural and Functional Survey Activities of the COM bases in Italy, AIP Conference, 2008. Zuccaro G., Cacace F., Spence R.J.S., Baxter P.J., (2008b). Impact of explosive eruption scenarios at Vesuvius”, J Volcanol Geoth Res 178(2008):416–453, 2008.

Bertolaso G., B. De Bernardinis, V. Bosi, C. Cardaci, S. Ciolli, R. Colozza, C. Cristiani, D. Mangione, A. Ricciardi, M. Rosi, A. Scalzo, and P. Soddu. 2009. Civil protection

preparedness and response to the 2007 eruptive crisis of Stromboli Volcano, Italy. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 182:269–277.

Costa A., F. Dell’Erba, M.A. Di Vito, R. Isaia, G. Macedonio, G. Orsi, and T. Pfeiffer. 2009. Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy): *Bulletin of Volcanology*, v. 71, p. 259–273.

Daniele P., L. Lirer, P. Petrosino, N. Spinelli, and R. Peterson. 2009. Applications of the PUFF model to forecasts of volcanic clouds dispersal from Etna and Vesuvio. *Computer and Geoscience*, 35, 1035–1049.

Marzocchi W., G. Woo. 2009. Principles of volcanic risk metrics: Theory and case study of Mount Vesuvius and Campi Flegrei, Italy. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 114, B03213, doi: 10.1029/2008j005908.

Norini G., E. De Beni, D. Andronico, M. Polacci, M. Burton, and F. Zucca. 2009. The 16 November 2006 flank collapse of the south-east crater at Mount Etna Italy: study of the deposit and hazard assessment. *J Geophys Res-Sol Earth*. doi:10.1029/2008JB005779

Gurioli L, R. Sulpizio, R. Cioni, A. Sbrana, R. Santacroce, W. Luperini and D. Andronico. 2010. Pyroclastic flow hazard assessment at Somma-Vesuvius based on geological record. *Bull. Volcanol.*, 72:1021–1038.

Lirer L., P. Petrosino, and I. Alberico. 2010. Hazard and risk assessment in a complex multi-source volcanic area: the example of the Campania region, Italy. *Bull. Volcanol.*, 72, 411– 429.

Marzocchi W, L. Sandri, and J. Selva. 2010. BET VH: a probabilistic tool for long-term volcanic hazard assessment. *Bull Volcanol* 72:705– 716.

Zuccaro G. and Cacace F. (2010). Seismic impact scenarios in the volcanic areas in Campania. In: F.M. Mazzolani. *Urban habitat construction under catastrophic events*. p. 725–730, CRC Press, ISBN: 9780415606851.

Alberico I., L. Lirer, and P. Petrosino. 2011. Volcanic hazard and risk assessment in a multi-source volcanic area: the example of Napoli city (Southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1057–1070.

Dellino P., G. De Astis, L. La Volpe, D. Mele, and R. Sulpizio. 2011. Quantitative hazard assessment of phreatomagmatic eruptions at Volcano (Aeolian Islands, Southern Italy) as obtained by combining stratigraphy, event statistics and physical modelling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, 364–384.

Doronzo D.M., and P. Dellino. 2011. Interaction between pyroclastic density currents and buildings: numerical simulation and first experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 286-292.

Sobradelo R, J. Marti, Mendoza-Rosas A.T., and G. Glomez. 2011. Volcanic hazard assessment for the Canary islands (Spain) using extreme value theory. *Nat Hazards Earth Syst. Sci.* 11(10):2741– 2753
Woo G. (1999) *The mathematics of natural catastrophes*. Imperial College Press, London

Alberico I., P. Petrosino, G. Maglione, L. Bruno, F.S. Capaldo., A. dal Piaz., L. Lirer, and S. Mazzola. 2012. Mapping the vulnerability for evacuation of the Campi Flegrei territorial system in case of a volcanic unrest. *Natural Hazards*, 52, p. 1-32.

Marzocchi W., A. Garcia-Aristibal, P. Gasparini, M. Mastellone, and A. Di Ruocco. 2012. Basic principles of multi-risk assessment: a case study in Italy. *Nat Hazards* 62, 551-573.

Michel C. and Sira C., (2012). *Fiche Analyse de Vulnerabilite Batimentaire (V 8.0)*, BCSF France.

Zuccaro G., Cacace F., De Gregorio D. (2012). Buildings inventory for seismic vulnerability assessment at National and regional scale”, In: 15th World Conference on Earthquake Engineering, 15th WCEE 2012, Lisbon (Portugal), 24–28 September 2012. Paper no 2829, 2012.CAR, (2013). Consultants report: Global Seismic Risk Assessment for UK Government, Cambridge Architectural Research Ltd.

Dihé P., Denzer R., Polese M., Heikkilä A.-M., Havlik D., Sautter J., Hell Th., Schlobinski S., Zuccaro G. (2013). An architecture for integrated crisis management simulation. In: (a cura di): J. Piantadosi, R.S. Anderssen, J. Boland, *Adapting to Change: the multiple roles of modelling*. p. 873-879, ISBN: 9780987214331, Adelaide (Australia), 1 - 6 December 2013.

Walker G., F. Tweed, and R. Whittle. 2013. A framework for profiling the characteristic of risk governante in natural hazard contexts. *Nat. Hazard Earth Syst.Sci.Discuss.* 1,2207-2229.

Zuccaro G. and De Gregorio D., (2013). Time and Space dependency in impact damage evaluation of a sub- Plinian eruption at Mount Vesuvius. *Natural Hazard* (2013) 68:1399–1423. DOI: 10.1007/s11069-013-0571-8, 2013.

Zuccaro G., Leone M. F., Del Cogliano D., Sgroi A. (2013). Economic impact of explosive volcanic eruptions: A simulation-based assessment model applied to Campania region volcanoes. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 266, p. 1-15, ISSN: 0377-0273, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.09.002.

Mavrouli O., Fotopoulou S., Pitolakis K., Zuccaro G., Corominas J., Santo A., Cacace F., De Gregorio D., Di Crescenzo G., Foerster E., Ulrich T. (2014). Vulnerability assessment for reinforced concrete buildings exposed to landslides. *Bull. Engin.Geol. and Envir.*, vol. 73, p. 265-289, ISSN: 1435-9529, doi: 10.1007/s10064-014-0573-0.

Molarius R., Tuomaala P., Piira K., Räikkönen M., Aubrecht C., Polese M., Zuccaro G., Pilli-Sihvola K., Rannat K. (2014). Systemic Vulnerability and Resilience Analysis of Electric and Transport Network Failure in Cases of Extreme Winter Storms . In: *Proceedings of ASCE-ICVRAM-ISUMA 2014*. Liverpool (UK), 13-16 July 2014.

Scolobig A., N. Komendantova, A. Patt, C. Vinchon, D. Monfort-Climent, M. Begou-bou-Valerius, P. Gasparini, and A. Di Ruocco. 2014. Multi-risk governante for natural hazards in Naples and Guadalupe. *Nat.Hazard*, 73, 1523-1545.

Sobradelo R., S. Bartolini, and J. Marti. 2014. HASSET: a probability event tree tool to evaluate future volcanic scenarios using Bayesian inference. *Bull.Volcanol.*770, 1-15.

Wilson G., Wilson T.M., Deligne N.I., Cole J.W. (2014). Volcanic hazard impacts to critical infrastructure: A review. *Journal of Volcanology and Geoth. Research* 286 (2014) 148–182.

Zuccaro G., De Gregorio D., Baxter P. (2014). Human and Structural Vulnerability to Volcanic Processes. In: P. Papale. (a cura di): J. Shroder, *Volcanic Hazards, Risks and Disasters*. vol. Chapter 10, p. 261-288, Elsevier, ISBN: 9780123964533.

Vulcanologia sperimentale

Wilson C.J.N.,1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 8, 231-49.

Wohletz K.H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J.Volcanol.Geother.Res.* 17, 31-63.

Wilson C.N.J.,1984. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation. *J.Volcanol.Geotherm.res.* 20, 55-84.

Huppert H.E., J.S. Turner, S.N. Carey, R.S.J. Sparks, and M.A. Hallworth. 1986. A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 30, 179-199.

Valentine G.A., and K.H. Wohletz. 1989. Numerical models of Plinian eruption columns and pyroclastic flows. *J.Geophys.Res.* 94, 187-1887.

Dobran F., A. Neri, and G. Macedonio. 1993. Numerical simulation of collapsing volcanic columns. *J.Geophys.Res.*98, 4231-4259.

Neri A., and F. Dobran. 1994. Influence on eruption parameters on the thermofluid dynamics of collapsing volcanic columns. *J.Geophys.Res.*99, 11833-11857.

Wood A.W., 1995. A Model of Vulcanian eruptions. *Nucl.Eng. Design* 155, 345-357.

Neri A., and G. Macedonio. 1996. Numerical simulation of collapsing volcanic columns with particles of two sizes. *J.Geophys.Res.* 101, 8153-8174.

Mader H.M., E.E. Brodsky, D. Howard and B. Sturtevant. 1997. Laboratory simulations of sustained volcanic eruptions. *Nature* 388, 462-464.

Zimanowski B., R. Buettner, and V. Lorenz. 1997. Premixing of magma and water in MFCI experiments, *Bull.Volcanol* 58, 491-495

Marzocchella A., P. Salatino, V. Di Pastena, and L. Lirer. 1997. Fluidization Phenomena in Pyroclastic Flow. The First European Congress on Chemical Engineering, 1749-1752, Firenze May 4-7.

Buettner R. and B. Zimanowski, 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Phys, Rev. E.* 57(5), 5726-5729.

Marzocchella A., P. Salatino, V. Di Pastena, and L. Lirer. 1998. Fluidization in Pyroclastic Flow.. FLUIDIZATION IX. L.S. Fan e T.M. Knowlton eds., Engineering Foundation New York, 389-396.

Searcy C.K., K. Dran, and B. Stringer. 1998. Puff: A volcanic ash tracking and prediction model: *J. Volcanol.Geotherm.Res.*,40, 1-16.

Donisi D., A. Marzocchella, P. Salatino, V. Di Pastena, and L. Lirer. 1999. Fluidization Behaviour of Beds in Dissimilar Materials. "The fourth Italian Conference on Chemical and Process Engineering" Florence 535-538, 2-5 May.

Marzocchella A., P. Salatino, V. Di Pastena, and L. Lirer. 2000. Transient Fluidization and segregation of Binary Mixtures of Particles. *AIChE Journal*, 46-11, 2175-2182.

Denlinger R.P., R.M. Iverson. 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three dimensional terrain, 2. Numerical predictions and experimental tests. *J Geophys Res* 106:553-566.

Todesco M., A. Neri, T. Esposti Ongaro, P. Papale, G. Macedonio, R. Santacroce, and A. Longo. 2002. Pyroclastic flow hazard from numerical modelling. I. Large-scale dynamics. *Bull.Volcanol.* 64,155-177.

Esposti Ongaro T., A. Neri, M. Todesco, and G. Macedonio. 2002. Pyroclastic flow hazard assessment at Vesuvio (Italy) by using numerical modelling. II. Analysis of flow

variable. *Bull.Volcanol.* 64, 178-191.

Dartevelle S., 2004. Numerical modelling of geophysical granular flows; 1. A comprehensive approach to granular rheologies and geophysical multiphase flows. *Geochem. Geophys.Geosyst.* 5 QQ8003.

Dartevelle S., W.I. Rose, J. Stix, K. Kelfoun, and J.W. Vallance. 2004. Numerical modelling of geophysical granular flows: 2. Computer simulation of Plinian clouds and pyroclastic flows and surges. *Geochem.Geophys.Geosyst.* 5, QQ8004.

Druitt T.H., G. Bruni, P. Lettieri, and J.G. Yates. 2004. The fluidization behaviour of ignimbrite at High temperature and with mechanical agitation. *Geophys Res Lett* 31, L02604. doi:10.1029/2003GL018593.

Gravina T., L. Lirer, A. Marzocchella, P. Petrosino, and P. Salatino. 2004. Fluidization and attrition of pyroclastic granular solids. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*, 138 (1-2), 27-42.

Roche O., M.A. Gilbertson, J.C. Phillips, and R.S.J. Sparks. 2004. Experimental study of gas-Fluidized granular flows with implications for pyroclastic flow emplacement. *J. Geophys. Res.* 109:B10201. doi:10.1029/2003JB002916.

Bursik M.I., A. Patra, E.B. Pitman, C. Nichita, J.L. Macias, R. Succedo, and O. Girina. 2005. Advances in studies of dense volcanic granular flows. *Rep.Prog.Phys.* 68, 271-301.

Ishimine Y., 2005. Numerical study of pyroclastic surges. *J.Volcanol. Geotherm.Res.* 139, 33-57.

Roche O., M.A. Gilbertson, J.C. Phillips, and R.S.J. Sparks. 2005. Inviscid behaviour of fines-rich pyroclastic flows inferred from experiments on gas-particles mixtures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240:401– 414. doi:10.1016/j.epsl.2005.09.053.

Roche O., M.A. Gilbertson, J.C. Phillips, and R.S.J. Sparks. 2006 The influence of particle size on the flow of initially fluidised powders. *Powder Technol.* 166:167–174. doi:10.1016/j.powtec.2006.05.010.

Baraschino P., T. Gravina, L. Lirer, A. Marzocchella, P. Petrosino, and P. Salatino. 2007. Fluidization and deaeration of pyroclastic mixtures: the influence of fines content, polydispersity and shear flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 164 (4), 284-292.

Baraschino P., T. Gravina, L. Lirer, A. Marzocchella, P. Petrosino, and P. Salatino. 2007. Self-fluidization of fastly moving gravity currents with implication on pyroclastic flow. *FLUIDIZATION XII* (F. Berruti, X. Bi. T. Pugsley Eds) ECI Symposium Series, Volume RP4, p. 873-880 (2007).

Dellino P., B. Zimanowski, R. Butter, L. La Volpe, D. Mele and R. Sulpizio. 2007. Large-scale experiments on the mechanics of pyroclastic flows: design, engineering, and first results. *J.Geophys.Res.* 112, B04202.doi:10.1029/2006JB004313.

Baraschino P., T. Gravina, L. Lirer, A. Marzocchella, P. Petrosino, and P. Salatino. 2008. Self-fluidization of subaerial rapid granular flows. *Powder Technology*, 182, 323-333.

Girolami L., T.H. Druitt, O. Roche, and Z. Khrabrykh. 2008. Propagation and hindered settling of laboratory ash flows. *J Geophys Res* 113, B02202. doi:10.1029/2007JB005074.

Roche O., S. Montserrat, Y. Niño, and A. Tamburrino. 2008 Experimental observations of water-like behavior of initially fluidized, unsteady dense granular flows and their relevance for the propagation of pyroclastic flows. *J Geophys Res* 113:B12203. doi:10.1029/2008JB005664

Dufek J., J.Wexler, and M. Manga. 2009. Transport capacity of pyroclastic density currents: Experiments and models of substrate-flow interaction. *J. Geophys. Res.* 114:B11203. doi:10.1029/2007GC001741.

Cagnoli B., and G.P. Romano. 2010. Effect of grain size on mobility of dry granular flows of angular rock fragments: an experimental determination. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 193, 18-24.

Dellino P., F. Dioguardi, B. Zimanowski, R. Butter, D. Mele, L. La Volpe, R.Sulpizio, D.M. Doronzo, I. Sonder, R. Bonasia, S. Calvari, and E. Marotta. 2010. Conduit flow experiments help constraining the regime of explosive eruptions. *J. Geophys.Res.* 115, B04204. Doi:10.1029/2009JB006781.

Doronzo D.M., G.A.Valentine, P. Dellino, and M.D. de Tullio. 2010. Numerical analysis of the effect of topography on deposition from dilute pyroclastic density currents. *Earth Planet. Sci. Lett.* 300:164–173

Girolami L., G. Roche, T.H. Druitt, and T. Corpetti. 2011. Particle velocity fields and depositional processes in laboratory ash flows, with implications for the sedimentation of dense pyroclastic flows. *Bull. Volcanol.* 72, 747-759.

Valentine G.A., C. Bonadonna, I. Mazzella, A. Clarke, and P. Dellino. 2011. Large-scale experiments on volcanic processes. *EOS Trans.Geophys Union.* 92, 89-90.

Valentine G.A., D.M. Doronzo, P. Dellino, and M.D. de Tullio. 2011. Effects on volcano shape on dilute pyroclastic density currents: numerical simulations. *Geology*, 39, 947-950.

Andrews B.J., and M. Manga. 2012. Experimental study of turbulence, sedimentation,

and coignimbrite mass partitioning in dilute pyroclastic density currents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 225-226, 3044.

Roche O., 2012. Depositional processes and gas pore pressure in pyroclastic flows: an experimental perspective. *Bull. Volcanol.* 74:1807– 1820. doi:10.1007/s00445-012-0639-4.

Dellino P., F. Dioguardi, D. Mele, M. D'Addabbo, B. Zimanowski, R. Butter, D.M. Doronzo, I. Sonder, R. Sulpizio, T. Doring, and L. La Volpe. 2014. Volcanic jet, plumes, and collapsing fountains: evidence from large-scale experiments, with particular emphasis on the entrainment rate. *Bull. Volcanol.* 76, pp 18. DOI10.1007/s00445-014-0834-6

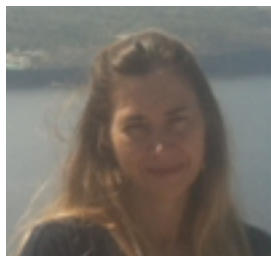
Rowley P.J., O. Roche, T. H. Druit, and R. Cas. 2014. Experimental study of dense pyroclastic density currents using sustained gas-fluidized granular flows. *Bull. Volcanol.* 76, 1-13.



Lucio Lirer, è stato prof. Ordinario di Vulcanologia dal 1980 al 2010 presso l'Università di Napoli Federico II. Ha ricoperto numerose cariche accademiche dell'ateneo fridericiano ed anche in Istituzioni Scientifiche. Durante questo periodo in qualità di docente ha curato principalmente l'attività didattica sempre più convinto che la Vulcanologia si apprenda unicamente attraverso una costante azione di conoscenze che si realizza con una continua e mirata analisi dei depositi vulcanici da svolgersi quasi esclusivamente sul terreno. L'attività di ricerca su temi di vulcanismo esplosivo, svolti in aree di vulcanismo attivo, è stata quasi tutta incentrata sui concetti di Pericolosità e Rischio vulcanico per le aree vulcaniche attive della Campania. Le ricerche svolte nel decennio 1970/80, con finanziamenti del CNR, in Africa orientale (Etiopia e Somalia) e nello Yemen sono state centrate su temi di vulcanologia regionale, temi questi che sono stati indirizzati principalmente sulla evoluzione geodinamica della depressione dancale dell'Afar. Lucio Lirer è autore di oltre un centinaio di pubblicazioni, quasi tutte su riviste internazionali, ed è coautore della cartografia vulcanologica delle isole di Ponza, Ventotene, San Pietro, Procida e dei Campi Flegrei. A queste si aggiungono alcune mappe tematiche, a scala regionale, prodotte nell'ambito dell'attività di ricerca svolta nella depressione dancale. Infine Lucio Lirer è coautore di due libri, di cui uno in lingua inglese, sulla storia del Somma-Vesuvio. E' membro dell'Accademia Pontaniana. e-mail: lirer@unina.it



Franco Barberi, ha insegnato Vulcanologia nelle Università di Pisa e di Roma Tre. Ha diretto il Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR, che per primo ha affrontato in modo sistematico lo studio della pericolosità sismica e vulcanica in Italia. Ha fondato e diretto il Gruppo Nazionale per la Vulcanologia del CNR, che ha promosso ricerche sui vulcani attivi italiani. Ha presieduto la Sezione Rischio Vulcanico della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile e in tale ruolo ha coordinato gli interventi scientifici in occasione di eruzioni dell'Etna e di Stromboli e di crisi di unrest ai Campi Flegrei e a Vulcano. Ha coordinato le ricerche per la definizione degli scenari eruttivi di riferimento per i piani di emergenza di tutti i vulcani attivi italiani. È stato vicepresidente della IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior) e chairman della "Commission for the Mitigation of VolcanicDisasters". È membro dell'Accademia Nazionale dei Lincei. È stato Sottosegretario di Stato per la Protezione Civile. Ha ricevuto vari premi scientifici nazionali e internazionali. e-mail: barberi@uniroma3.it



Maria Luisa Carapezza è primo ricercatore presso l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma. Il suo campo principale di attività scientifica è la geochimica dei fluidi, applicata allo studio e monitoraggio dei vulcani attivi e alla valutazione della pericolosità delle emissioni gassose, naturali o causate da blowout di pozzi. Ha svolto ricerche su tutti i vulcani attivi italiani e in molte aree geotermiche, anche in Costa Rica, El Salvador, Honduras e Grecia. È stata relatrice di numerose tesi di laurea e tutor di tesi di dottorato in vulcanologia, geochimica e geotermia. È responsabile del Centro Servizi per l'Editoria e la Cultura Scientifica dell'INGV e della linea di ricerca "Vulcani e Ambiente" dell'INGV di Roma. È responsabile dell'attività di divulgazione scientifica presso i Centri INGV di Vulcano e Stromboli. Ha coordinato gli interventi scientifici INGV in occasione di pericolose emissioni accidentali di gas endogeni nel Lazio e le ricerche per la valutazione della pericolosità delle numerose emissioni naturali dell'Italia Centrale. È coautrice del libro "Terra Pericolosa: terremoti, eruzioni vulcaniche, frane, alluvioni, tsunami. Perché avvengono e come possiamo difenderci". e-mail: marialuisa.carapezza@ingv.it



Giulio Zuccaro è dal 2000 professore Associato di "Scienza delle Costruzioni" presso l'Università degli Studi di Napoli Federico II. E' responsabile scientifico del Centro Studi PLINIVS, struttura operativa del Centro Interd. di Ricerca L.U.P.T. "Raffaele d'Ambrosio" della Federico II di Napoli e Centro di Competenza della Protezione Civile in materia di rischio vulcanico. E' membro della Sezione Rischio Vulcanico della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile. Da oltre 30 anni svolge attività di ricerca nell'ambito del rischio sismico, vulcanico ed idrogeologico. Ha condotto studi in aree urbane esposte al pericolo vulcanico in Italia (Vesuvio e Campi Flegrei), in Grecia (Santorini) ed in America latina (Soufrière Hills, Montserrat; El Misti, Perù). E' tra gli autori della Scheda AeDES per la valutazione di agibilità post- sismica del costruito e del CD Multimediale MEDEA (muratura e cemento armato) per la formazione dei tecnici agibilitatori. E' stato responsabile scientifico di numerosi progetti di ricerca nazionali ed internazionali. E' autore di oltre 140 pubblicazioni scientifiche, di varie monografie e libri attestanti la sua ininterrotta attività di ricerca nel campo dell'ingegneria strutturale (comportamento del materiale non reagente a trazione, dinamica stocastica, controllo attivo, problemi strutturali a forte non linearità) e della valutazione del rischio in zone esposte al rischio di fenomeni calamitosi. e-mail: zuccaro@unina.it



Daniela De Gregorio è laureata in Ingegneria Civile Strutture ed ha conseguito il dottorato di ricerca in Ingegneria delle Costruzioni. Dal 2012 è Research Fellow presso il Centro Studi PLINIVS (Per L'INGegneria Idrogeologica, Vulcanica e Sismica), struttura operativa del Centro Interdipartimentale di Ricerca L.U.P.T. "Raffale d'Ambrosio" dell'Università degli Studi di Napoli Federico II e Centro di Competenza della Protezione Civile in materia di rischio vulcanico. Svolge attività didattica di supporto al corso di "Scienza delle Costruzioni" e "Teoria delle Strutture" presso l'Università degli Studi di Napoli Federico II. Il campo principale della sua attività scientifica riguarda la valutazione della vulnerabilità e del rischio dell'edificato nei riguardi dei fenomeni sismici,

vulcanici ed idrogeologici. Ha preso parte ad attività di ricerca relative all'analisi dell'impatto conseguente possibili eruzioni dei vulcani: Vesuvio (I), Campi Flegrei (I), Santorini (GR) ed El Misti (America centrale). Ha partecipato a diversi progetti di ricerca nazionali ed internazionali. E' autrice di diverse pubblicazioni scientifiche ed alcune monografie concernenti la valutazione della vulnerabilità e del rischio conseguente fenomeni sismici, vulcanici ed idrogeologici. e-mail: daniela.degregorio@unina.it

Finito di stampare nel Giugno 2016
da So.Co.Me. snc - Roma

Tra Vulcanologia e Archeologia si è svolta la Storia dei Campi Flegrei

...“coniugare queste due discipline è quasi un obbligo
per il visitatore che passeggia nei Campi Flegrei” ...*Lucio Lirer*



Baia - il Tempio di Venere



Il Tempio di Apollo sul Lago D'Averno



Il Tempio di Diana



Il Lago D'Averno

le Gouaches sono di Adriana Pignatelli Mangoni (1985)